GÉOMORPHOLOGIE GLACIAIRE ET STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE SUR LE FLANC NORD-EST DES CALÉDONIENNES; NOUVEAU-BRUNSWICK

Dossier Public 89-51

ISSN 0712-4562

DIVISION DES MINÉRAUX ET DE L'ÉNERGIE
MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES ET DE L'ÉNERGIE
NOUVEAU-BRUNSWICK

coût 17,05 $

Réimpression du rapport:

Division des minéraux et de l'énergie
Ministère des Ressources naturelles et de l'Énergie
Nouveau-Brunswick

Hon. Morris Green, Ministre

Decembre, 1989

GÉOMORPHOLOGIE GLACIAIRE ET STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE SUR LE FLANC NORD-EST DES CALÉDONIENNES; NOUVEAU-BRUNSWICK

Pour obtenir un exemplaire de ce rapport s'adresser à :

Division des minéraux et de l'énergie
Ministère des Ressources naturelles et de l'Énergie
C.P. 6000, Fredericton
Nouveau-Brunswick E3B 5H1

Decembre, 1989

Rapport N° : Dossier Public 89-51

Auteur : Marc Foisy, Université du Québec

Première page : Tim Fevens

N° de catalogue : ISSN 0712-4562

90-03315/

Notation bibliographique conseillée :

FOISY, M. 1989. Géomorphologie glaciaire et stratigraphie quaternaire sur le flanc nord-est des calédoniennes; Nouveau-Brunswick. Ministère des Ressources naturelles et de l'Énergie du Nouveau-Brunswick, Division des minéraux et de l'Énergie, Dossier Public 89-51, 201 p.

GÉOMORPHOLOGIE GLACIAIRE ET STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE SUR LE FLANC NORD-EST DES CALÉDONIENNES; NOUVEAU-BRUNSWICK

Pour obtenir un exemplaire de ce rapport s'adresser à :

Division des minéraux et de l'énergie
Ministère des Ressources naturelles et de l'Énergie
C.P. 6000, Fredericton
Nouveau-Brunswick E3B 5H1

Decembre, 1989

Rapport N° : Dossier Public 89-51

Auteur : Marc Foisy, Université du Québec

Première page : Tim Fevens

N° de catalogue : ISSN 0712-4562

Notation bibliographique conseillée :

FOISY, M. 1989. Géomorphologie glaciaire et stratigraphie quaternaire sur le flanc nord-est des calédoniennes; Nouveau-Brunswick. Ministère des Ressources naturelles et de l'Énergie du Nouveau-Brunswick, Division des minéraux et de l'Énergie, Dossier Public 89-51, 201 p.

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAITRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

MARC FOISY

GÉOMORPHOLOGIE GLACIAIRE ET STRATIGRAPHIE QUATERNAIRE SUR LE FLANC NORD-EST DES CALÉDONIENNES; NOUVEAU-BRUNSWICK.

JUIN 1989

REMERCIEMENTS

J'aimerais, en tout premier lieu, remercier mon directeur de thèse, M. Gilbert Prichonnet, pour l'intérêt qu'il a su me transmettre à l'étude du Quaternaire et pour son aide constante dans l'accomplissement de ce programme de maîtrise

À M. Jacques Schroeder, j'exprime ma gratitude pour m'avoir introduit au monde karstique et à ses applications vis à vis la géologie du Quaternaire. Je tiens aussi à le remercier pour sa suggestion de réaliser une étude régionale dans les Calédoniennes, et pour avoir accepté de participer au jury.

Je remercie également M. Allen A. Seaman du Ministère des Ressources Naturelles et de l'Énergie du Nouveau-Brunswick, et membre du jury, pour le support logistique et ses propos encourageants qu'il a su fournir au cours de la réalisation de ce mémoire.

Ma reconnaissance s'adresse aussi à M. Michel Lamothe qui a accepté de lire ce manuscrit et qui m'a conseillé, en particulier, pour l'étude géochimique des sédiments glaciaires.

Mes remerciements vont également à M. Samuel Arseneault de l'Université de Moncton pour le prêt de photographies aériennes, à M. Guy

Robert pour la réalisation de lames minces, à M. Robert-André Daigneault pour son assistance et ses conseils pratiques concernant les manipulations en laboratoire, et à Mme. Michèle Laithier pour le montage graphique de quelques figures.

Enfin, je tiens à remercier mes collègues et amis Jean LaHaye et Luce Bergeron pour nos discussions et leur soutien moral à mon égard.

RÉSUMÉ

La zone étudiée est localisée dans le comté d'Albert (cartes 21 H/10, H/11 et H/15) au sud-est du Nouveau-Brunswick. Le massif igné des Calédoniennes, d'âge précambrien à dévonien, occupe le centre du terrain d'étude; il culmine à 400 mètres. Ce massif constitue un plateau à bordures abruptes par rapport aux roches sédimentaires carbonifères environnantes. Grâce aux micro-formes d'érosion glaciaire (147 sites) et aux études sur la dispersion glaciaire, on déduit l'ordre suivant dans les écoulements: a) au nord du plateau: N340°, N160°, N120°, N020° et N060°; b) à l'ouest du plateau: N166°, N178° et N190°; c) sur le versant sud: N140°, N180° et N220°; et d) sur le versant est: N180°, N200° et N090°.

Sur les versants N et S du plateau, quelques coupes présentent plusieurs unités de till. L'analyse des fabriques, du contenu pétrographique et de la géochimie de la matrice des tills de trois coupes localisées au N, à Stoney Creek (201), à Rosevale (457) et à Parkindale (510) montrent qu'il existe 3 ou 4 nappes distinctes avec trois écoulements successifs, soit vers le S et SE, puis l'ESE et enfin vers le NNE. Les coupes situées sur le versant S, à Rivière North (371) et Harvey Bank (394) présentent un till inférieur dont la fabrique témoigne d'un écoulement vers le SE, puis l'ESE, et un till supérieur associé avec un mouvement vers le SO. Une corrélation lithostratigraphique de ces coupes est suggérée. Aucun des tills observés et analysés ne devrait être antérieur au Wisconsinien supérieur.

Sur le plateau, la nappe de till montre une texture, une fabrique et un contenu pétrographique qui s'apparentent fortement au till supérieur reconnu sur les versants. La géochimie de la matrice des tills permet, entre autres, de caractériser les nappes de till et de détecter quelques anomalies de cuivre dans la région située au nord du Parc National de Fundy. De plus, du till, des moraines mineures, des accumulations fluvio-glaciaires, de type eskers, kames et kettles très faiblement altérées, y sont observées. Des paléocourants mesurés dans l'un de ces eskers, sur le secteur ouest du plateau, indiquent un écoulement des eaux de fonte vers le SO au tardi-glaciaire. La disposition centrifuge

par rapport au massif des Calédoniennes des écoulements des eaux fluvio-glaciaires démontre l'existence d'une petite calotte glaciaire résiduelle sur le massif.

Par ailleurs, l'étude des littoraux nous suggère une décroissance de l'élévation des isolignes d'émergence marine, vers l'E, puis vers le NE, causée probablement par la présence de glace sur le versant sud des Calédoniennes, au Wisconsinien supérieur, et par le retrait lent du lobe glaciaire de "Chignectou" vers le NE, dans la baie du même nom.

Enfin, toutes ces données recueillies sur le plateau des Calédoniennes tendent à démontrer l'englacement de celui-ci au Wisconsinien supérieur: donc l'hypothèse de l'existence d'un nunatak ne devrait pas être retenue pour cette partie du territoire étudiée.

ABSTRACT

The zone of research is located in Albert County (map 21H/10, H/11 and H/15), in southeastern New Brunswick. The igneous massif of the Caledonian Highlands is Precambrian to Devonian in age and occupies the central part of the area. The maximum elevation is 400 m. The massif forms a plateau with steep slopes and is surrounded by Carboniferous sedimentary rocks. According to micro-erosional features (147 sites) and glacial dispersal in tills we deduce the following chronology of glacial flow patterns: a) on the northern side of the plateau: N 340°, N 160°, N 120°, N 020° and N 060°; b) on the western side: N 166°, N 178° and N 190°; c) on the southern side: N 140°, N 180° and N 220°; and d) on the eastern side of the plateau: N 180°, N 200° and N 090°.

Several sections observed on the northern and southern slopes of the plateau contain more than one unit of till. Analysis of the fabric, the geochemistry of till matrix and of the petrographic content of the till, for the Stoney Creek (201), Rosevale (457) and the Parkindale (510) exposures, located on the north slope of the Caledonians, indicate the presence of 3 to 4 distinctly different till sheets with 3 successive flow directions: to the S and SE, then to the ESE and finally to the NNE. The North River (371) and Harvey Bank (394) sections, located on the southern side of the mountains, display a lower till unit with a fabric suggesting glacial flow to the SE, followed by another one to the ESE, and a upper till unit which was deposited by ice flowing to the SW. A lithostratigraphic correlation for all these exposures is proposed. None of the tills observed should be older than the late Wisconsinan.

On the plateau, the till sheet has a texture, a fabric and a petrographic content which closely resemble the upper till unit (surface till) observed on the slopes. The geochemistry of the till matrix enable us to caracterise the till sheet, as well as to detect several copper anomalies in the area north of the Fundy National Park. Moreover, the till, the rögen moraines and the glacifluvial deposits (eskers, kames and kettles) are poorly weathered on the plateau and elsewhere. Paleocurrent measurements in one of these eskers, located on the western side of the plateau, indicate melt water that flowed to the SW, probably at the end of the late Wisconsinan. The radial distribution of

glacifluvial water flow directions, troughout the area, clearly show the existence of a small remnant ice cap on the plateau.

Furthermore, coastline studies in Chignecto Bay indicate a decrease in the isolines of marine emergence toward the E, then to the NE, this being probably caused by the presence of an ice mass on the southern slope of the Caledonian plateau and by a slow retreat of the Chignecto glacier toward the NE during the time of deglaciation.

In conclusion we suggest that all the available data on the Caledonian plateau indicate the existence of an ice cap during the late Wisconsinan: the hypothesis of a nunatak centered on this portion of the Caledonian mountains should be abandoned.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS ii
RÉSUMÉ iv
ABSTRACT vi
TABLE DES MATIERES viii
LISTE DES FIGURES xiii
LISTE DE TABLEAUX ET DES PLANCHES xvii

INTRODUCTION 1
Généralités et objectifs 1
Localisation 2
Données bibliographiques 5
Études des phénomènes glaciaires 5
Études des niveaux marins 10
Études récentes touchant à la géologie du quaternaire 11
Méthodologie 12

PARTIE I 15

CHAPITRE 1 - LA GÉOLOGIE DU SOCLE 15

CHAPITRE 2 - PHYSIOGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE 19
2.1 - Les régions physiographiques 19
Le Bassin de Moncton 19
Les crêtes d'Anagance 19
Le Plateau central des Calédoniennes 22
Les crêtes de Shepody 22
La Terrasse de Dorchester 22
2.2 - Hydrographie 23

PARTIE II 24

CHAPITRE 3 - LES ÉCOULEMENTS GLACIAIRES ET LES FORMES ASSOCIÉES 24
3.1 - Les macro-formes 24
3.2 - Les méso-formes 27

3.3 - Les micro-formes..... 27
3.4 - Écoulements glaciaires par secteurs..... 28
Généralités..... 28
Le secteur nord (ou no. 1)..... 30
Le secteur du Plateau central (ou no. 2)..... 31
Le secteur est (ou no. 3)..... 31
Le secteur sud (ou no. 4)..... 32
Conclusion..... 34

CHAPITRE 4 - LITHOSTRATIGRAPHIE ET GÉOMORPHOLOGIE QUATERNAIRE..... 38
4.1 - Unité 1 - Le till..... 38
4.1.1 - Répartition, puissance et stratigraphie..... 38
4.1.2 - Les formes d'accumulation du till..... 40

4.2 - Unité 1 (a) - Le till de fond..... 44
- Couleur et distribution granulométrique..... 44
- Courbes granulométriques et paramètres sédimentologiques des tills..... 46
- Résumé..... 54

4.3 - Faciès géochimique du till de surface..... 54

4.4 - Dispersion glaciaire dans le till de surface..... 57
- Les galets ignés Calédoniens..... 58
- Les shales de la Formation d'Albert..... 62
- Les calcaires du Groupe de Windsor..... 62
- Les grès et les conglomérats du Carbonifère inférieur.. 66
- Résumé..... 70

4.5 - Analyse morphoscopique des galets du till..... 70
- Généralités..... 70
- Observations et interprétations des formes..... 71

4.6 - Faciès de till..... 73
- Le till de déformation..... 73
- Unité 1 (b) le till d'ablation..... 74
- Le till d'écoulement (ou flué)..... 75

4.7 - Description des coupes à plusieurs unités lithostratigraphiques 76
- La coupe 371 77
- La coupe 394 80
- La coupe 510 82
- La coupe 457 84
- La coupe 201 86

4.8 - Les sédiments glacio-aquatiques (fluvio-glaciaires et glacio-lacustres) 89
4.8.1 - Unité 2 - Les sédiments fluvio-glaciaires de contact 90
4.8.2 - Unité 2 (b) - Les dépôts d'épandage glaciaire 92
4.8.3 - Études morphologiques et sédimentologiques des sédiments fluvio-glaciaires 96
- Le complexe d'eskers de la rivière Pollett 96
- Discussion 98
- autres eskers 99
- Kames et terrasses de kame 100
- Moraines 100

4.9 - Unité 3 - Les sédiments glacio-lacustres 101
- Unité 3 (b) Les sédiments glacio-lacustres: Faciès littorale 101
- Unité 3 (a) Les sédiments glacio-lacustres: Faciès profonds 102

4.10 - Les sédiments glacio-marins et marins 103
- Recherche de microfaunes 104
- Unité 4 (a) Les sédiments glacio-marins deltaiques (silts et sables) 105
- Unité 4 (b) Les sédiments glacio-marins deltaiques: faciès sublittoral et littoral 106
- Unité 4 (c) Les sédiments marins d'exondation 108
- Unité 4 (d) Les sédiments intertidaux récents (argiles et silts) 110

4.11 - Unité 5 - Les sédiments fluviatiles 112

4.12 - Unité 6 - Les sédiments lacustres 113

4.13 - Unité 7 - Les sédiments organiques....113

4.14 - Unité 8 - Les colluvions....115

PARTIE II....117

CHAPITRE 5 - ESSAI DE CORRÉLATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES....117
5.1 - Corrélation lithostratigraphiqe locale....117
- Le till inférieur....118
- Les tills inférieurs et intermédiaires....118
- Les tills intermédiaires et supérieurs....118
- Le till de surface et les sédiments fluvio-glaciaires....120
- Les sédiments fluvio-glaciaires et les sédiments récent....120

5.2 - Corrélations morphostratigraphiques et chronostragraphiques....121
- Évidence d'écoulements glaciaires anciens....121
- Les sédiments interstadiaires de Hillsborough....124
- Lithostratigraphie des coupes du versant nord et des versants sud et est....125

PARTIE III....128

CHAPITRE 6 - LA PALÉOGÉOGRAPHIE....128
6.1 - Évènements pré-Wisconsiniens....128
6.2 - Le Wisconsinien inférieur....128
6.3 - Le Wisconsinien moyen....130
6.4 - Le Wisconsinien supérieur....130
6.5 - Le Wisconsinien supérieur tardif....133

CHAPITRE 7 - INVASION MARINE ET AFFORESTATION....136
7.1 - Études des littoraux....136
- Généralités....136
- Discussion....138
- Conclusion....139

7.2 - Colonisation par les plantes et submersion récente du littoral.....140

CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....141

BIBLIOGRAPHIE.....144

Annexe A - Coordonnées des sites d'érosion glaciaires.....160

Annexe B - Carte de localisation et coordonnées des sites d'échantillonnage du till pour fins d'analyse géochimique.....165

Annexe C - Études géochimiques des matrices de till du comté d'Albert: cas des sites 442 et 376.....170

Annexe D - Exemple de détection d'anomalies minérales par l'utilisation des graphiques de fréquence simple et cumulée (Au, Sb, Mn, As et Zn).....180

Annexe E - Dispersion glaciaire des paramètres géochimiques (Au, Sb, Mn, As, Zn, Fe, Pb, Ni et Co) dans les matrices de till du comté d'Albert.....186

Annexe F - Variations verticales des paramètres géochimiques Mn et Cu aux coupes de Harvey Bank (394), Rosevale (457) et de la rivière North (371).....196

Annexe G - Localisation et datation ^{14}C des échantillons de matière organique (n=4) et de coquillage (n=1) dans le comté d'Albert, N.B.....198

Annexe H - Observation des phénomènes littoraux dans le comté d'Albert N.B.....200

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Localisation de la zone d'étude..... 3

Figure 2 - Hydrographie et réseau routier de la zone d'étude..... 4

Figure 3 - Succession des écoulements glaciaires au SE du Nouveau-Brunswick et au N de la Nouvelle-Écosse..... 9

Figure 4 - Carte géologique régionale du SE du Nouveau-Brunswick.. 16

Figure 5 - Physiographie et localisation des coupes topogéologiques 20

Figure 6 - Coupes topo-géologiques A-A' et B-B' des Hautes-terres des Calédoniennes..... 21

Figure 7 - Répartition géographique de quelques formes d'érosion glaciaire..... 26

Figure 8 - Répartition des formes d'érosion glaciaire pour 4 secteurs de la zone d'étude..... 29

Figure 9 - Analyse tridimensionnelle d'un bloc strié à la coupe de Harvey Bank (394)..... 33

Figure 10 - Succession chronologique des écoulements glaciaires, suggérée par les formes d'érosion..... 36

Figure 11 - Lithostratigraphie de quelques coupes observées..... 39

Figure 12 - Écorché géomorphologique des moraines mineures du lac McFadden (voir la localisation sur la figure 42)..... 42

Figure 13 - Diagramme ternaire de la distribution de la matrice des tills, dans le système gravier-sable-silt (Folk, 1968).... 47

Figure 14 - Diagramme ternaire de la texture des tills (limites de Scott, 1976)..... 48

Figure 15 - Courbe enveloppe des tills gris "Calédoniens"..... 50

Figure 16 - Courbe enveloppe des tills du "substratum carbonifère".... 51

Figure 17 - Variation des coefficients: a) de symétrie (Ski), b) d'angulosité (Kg) et c) de classement (σ_1), en fonction de la moyenne graphique (Mz).....52

Figure 18 - Carte syntèse de la dispersion des paramètres géochimiques anomaux (Au, Sb, Mn, As, Zn, Fe, Pb, Ni, et Co) dans les matrices de till du comté d'Albert.....56

Figure 19 - Transport glaciaire des roches ignées calédoniennes, selon la coupe A-A' (voir figure 20).....59

Figure 20 - Distribution des galets ignés en fonction de la distance de la zone d'affleurement.....61

Figure 21- Transport glaciaires des shales noirs de la Formation d'Albert et des calcaires du Groupe de Windsor, selon la coupe C-C' et D-D'..... 63

Figure 22 - Distribution des shales noirs de la Formation d'Albert en fonction de la distance de la zone d'affleurement..... 64

Figure 23 - Distribution des calcaires du Groupe de Windsor en fonction de la distance de la zone d'affleurement.....65

Figure 24 - Transport glaciaire des conglomérats et des grès du Carbonifère inférieur., selon la coupe B-B'.....68

Figure 25 - Distribution des conglomérats et des grès du Carbonifère inférieur en fonction de la distance de la zone d'affleurement..... 69

Figure 26 - Morphoscopie de quelques galets typiques du till.....72

Figure 27 - Sédimentologie de la coupe lithologique no. 371; Rivière North..... 78

Figure 28 - Sédimentologie de la coupe lithologique no. 394; Harvey Bank.....81

Figure 29 - Sédimentologie de la coupe lithologique no. 510; Parkindale.....84

Figure 30 - Sédimentologie de la coupe lithologique no. 457; Rosevale.....86

Figure 31 - Sédimentologie de la coupe lithologique no. 201; Stoney Creek.....89

Figure 32 - Courbes granulométriques des sédiments fluvio-glaciaires et fluviatiles.....92

Figure 33 - Orientation des paléocourants mesurés dans quelques sédiments fluvio-glaciaires et glacio-marins.....96

Figure 34 - Écorché géomorphologique du complexe d'eskers de la rivière Pollett (N.B.).....98

Figure 35 - Courbes granulométriques de quelques sédiments glacio-marins et marins.....108

Figure 36 - Écorché géomorphologique du delta de Stoney Creek.....110

Figure 37 - Corrélations lithostratigraphiques de quelques coupes observées.....120

Figure 38 - Paléogéographie au Wisconsinien inférieur, il y a environ 50 000 ans B.P. (début de la Phase Caledonia).....130

Figure 39 - Paléogéographie au Wisconsinien moyen ou supérieur, il y a environ 25 000 ans B.P. (Phase Chignectou ?).....133

Figure 40 - Paléogéographie au Wisconsinien supérieur tardif, il y a environ 16 000 ans B.P. (Phase Post-Chignectou).....136

Figure 41 - Carte régionale de corrélation des niveaux de terrasses sur le littoral de la baie de Chignectou.....138

HORS-TEXTE

Figure 42- Carte des dépôts meubles de Hillsborough (MP 89-293)

Figure 43- Carte des dépôts meubles d'Alma (MP 89-294)

Figure 44- Carte des dépots meubles de la partie est de Waterford (MP 89-295)

LISTE DES TABLEAUX ET DES PLANCHES

Tableau 1- Écoulements glaciaires majeurs et mineurs dans le secteur des Monts Calédoniens, d'après Rampton et Paradis (1981) et Rampton et al. (1984)..... 7

Tableau 2- Analyse morphoscopique des blocs de pavage glaciaire..... 35

Tableau 3- Paramètres sédimentologiques de quelques tills..... 53

Tableau 4- Paramètres sédimentologiques de quelques sédiments stratifiés..... 94

Tableau 5- Corrélations lithostratigraphiques régionales..... 124

PLANCHES

PLANCHE I- Photographies..... 156

PLANCHE II- Photographies..... 157

PLANCHE III - Photographies..... 158

PLANCHE IV - Photographies..... 159

INTRODUCTION

Généralités et objectifs

Pendant la période du Quaternaire, les provinces maritimes de l'Est Canadien ont été englacées à maintes reprises par des glaciers continentaux. Des centres de dispersion glaciaire localisés en différents endroits sur les provinces de l'Atlantique ont tour à tour, et selon les époques, laissé leurs empreintes sur le substratum (Grant 1977).

La présente étude est basée sur la cartographie des dépôts de surface dans le comté d'Albert, au sud-est du Nouveau-Brunswick. Ses deux principaux objectifs consistent à préciser la stratigraphie de la séquence de dépôts quaternaires et, ainsi, améliorer la connaissance des événements glaciaires et non-glaciaires.

La thèse se divise en trois parties: dans la première partie nous discuterons de la géologie du substratum (chapitre 1) et de la physiographie (chapitre 2). Dans la seconde partie nous examinerons les formes d'érosion glaciaire (chapitre 3), la lithostratigraphie locale et les formes d'accumulation glaciaire (chapitre 4). Dans la troisième partie, nous présenterons un essai de corrélation lithostratigraphique (chapitre 5) et une hypothèse de travail pour les évènements glaciaires du Pléistocène supérieur (chapitre 6) et pour la déglaciation du flanc nord-est des monts Calédoniens à la fin du Wisconsiniens supérieur (chapitre 7). Quelques analyses portant sur la géochimie de la matrice des tills du comté d'Albert sont présentées à la fin du mémoire, aux annexes C, D, E et F.

Localisation

La région étudiée (fig.1) est située dans le comté d'Albert au sud de Moncton, entre la rivière Petitcodiac à l'est, le parc National de Fundy à l'ouest et la baie de Chignectou au sud. Le massif igné des Calédoniennes occupe le centre de la zone étudiée; il culmine à 400 m. On peut accéder à la région par la route 114 qui longe le littoral depuis Alma jusqu'à Moncton en passant par Hillsborough (fig. 2).

La cartographie porte sur les feuillets topographiques (1: 50 000) de Hillsborough (21H/15), d'Alma (21H/10) et sur un petit secteur du feuillet de Waterford (21H/11). La superficie totale de la zone étudiée est de l'ordre de 1300 km^2 (voir figures 42, 43, 44, hors texte). Pour des raisons de temps et de logistique, le secteur à l'est de la rivière Petitcodiac a été étudié plus rapidement: les données cartographiques y sont basées essentiellement sur l'interprétation par photographie aérienne et sur quelques contrôles le long du littoral au sud.

Le comté d'Albert fut une région prospère au début du siècle avec ses exploitations de gypse, de pétrole et de métaux (Au, Cu et Ag). Aujourd'hui, le secteur minier est très peu actif: seul le pétrole continue d'être exploité, près de Stoney Creek. Le village d'Alma maintient son économie grâce à l'industrie de la pêche et du tourisme alors que les villages de Riverside-Albert et de Hillsborough bénéficient de l'activité agricole et de la villégiature estivale.

Figure 1 Localisation de la zone d'étude

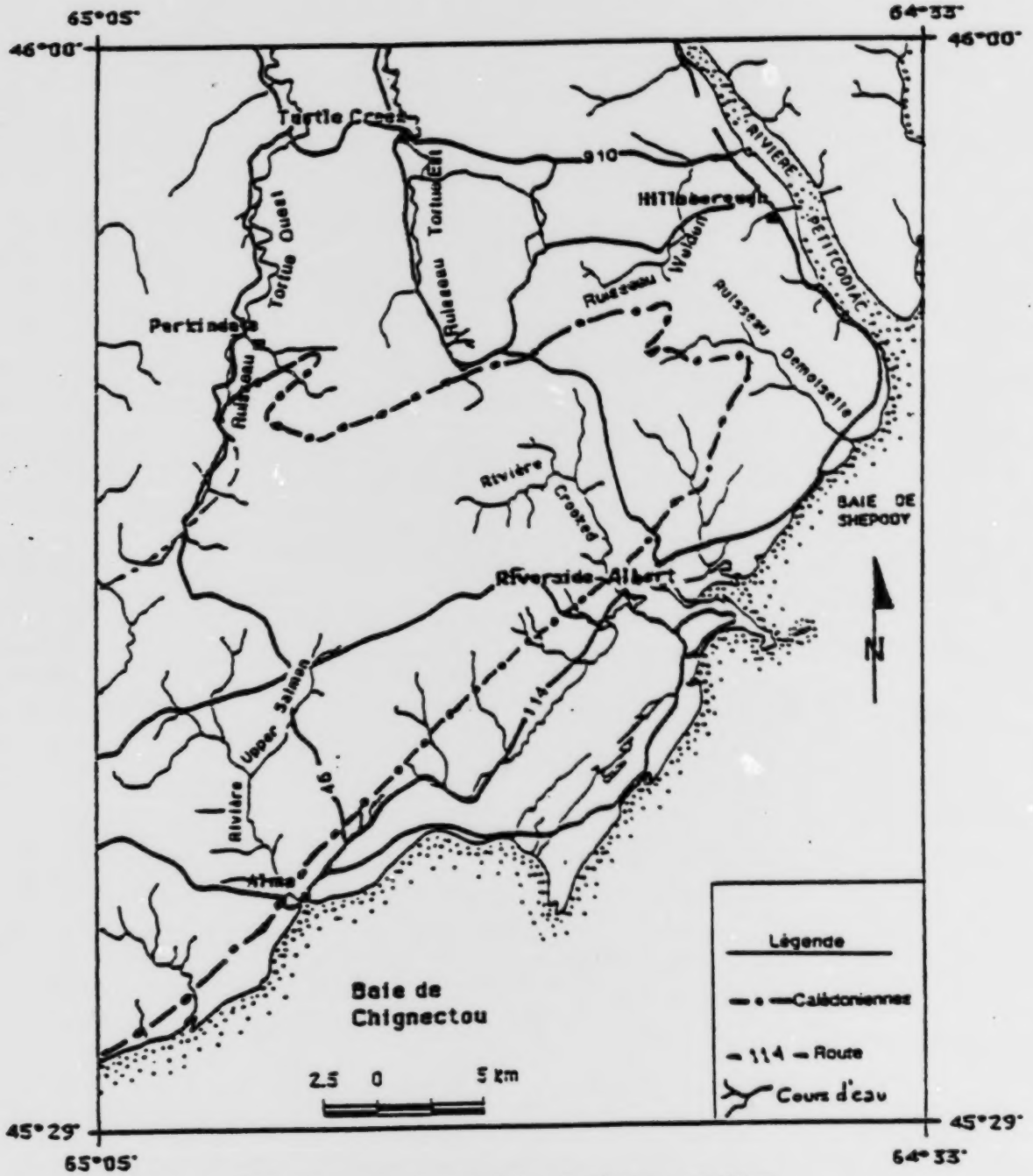


Figure 2 Hydrographie et réseau routier de la zone d'étude

DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES

Études des phénomènes glaciaires

Les premières études spécifiques sur le Quaternaire du sud du Nouveau-Brunswick furent réalisées par Mathew (1879). Cet auteur a noté un seul écoulement glaciaire vers le SE à partir du flanc nord des Calédoniennes.

Puis, Chalmers (1884 et 1885) développa le concept minimaliste: soit la théorie voulant qu'il ait existé des glaciers locaux, en bordure des hauts plateaux (par exemple, les Calédoniennes) et des glaces flottantes près des côtes, comme celle de la baie de Chignectou. L'aspect altéré des dépôts de surface, sur le versant nord du plateau, l'a incité à croire que le rôle des glaciers y a été peu important, voire nul à une certaine époque. Des marques d'érosion glaciaire orientées dans tous les sens et sans relation avec les stries régionales et la topographie locale, ont été relevées par l'auteur dans la région des marais salants, au sud des Calédoniennes. Selon lui, ces marques prouveraient la dérive d'icebergs. En 1890 et 1895 Chalmers propose donc un modèle paléogéographique basé sur des polis glaciaires, observés de part et d'autre de la baie de Fundy et sur les monts Calédoniens: il déduit un premier écoulement glaciaire majeur vers le SO, depuis une source localisée au nord-est de l'isthme de Chignectou, suivi par des écoulements mineurs de glaces résiduelles situées sur les versants au nord, à l'est et au sud du plateau.

Goldthwait (1924) étudia les dépôts quaternaires et les marques d'érosion glaciaire, en Nouvelle-Écosse, près de l'extrémité est du terrain

d'étude. Ses observations l'amenèrent à rejeter les hypothèses sur l'activité des calottes glaciaires locales, rapportées par Chalmers au début du siècle. Il proposa plutôt une extension maximale des grandes calottes dont les centres se trouvaient à l'extérieur des provinces maritimes.

Prest et Grant (1969), Prest (1970 et 1977), Grant (1975, 1977) et Grant et King (1984) ont décrit la stratigraphie quaternaire pour les provinces de l'Atlantique, et, reprenant la théorie de Chalmers, ont proposé un modèle de glaciation. D'après ces auteurs, des petites calottes satellites nourrissaient les glaciers sur l'ensemble des maritimes. Aussi, le nord des Calédoniennes aurait été affecté par un écoulement glaciaire vers le NO à une certaine époque (Prest et Grant, 1969).

Par la suite, Rampton et al (1984) ont fait une synthèse cartographique à 1: 500 000 pour l'ensemble du Nouveau-Brunswick et ont proposé une stratigraphie glaciaire. Il s'agit en fait d'une morphostratigraphie. Celle-ci est basée sur des écoulements glaciaires successifs, appelés phases, dont la chronologie repose essentiellement sur le recoupement des stries. Dans la zone d'étude, les auteurs ont cartographié deux phases majeures, comportant au total six écoulements mineurs (Tableau 1).

Ces auteurs ont avancé l'hypothèse de la présence d'un nunatak centré sur les monts Calédoniens, au Wisconsinien supérieur. Ils avaient noté la présence de zones fortement altérées dans le substratum rocheux, des sols oxydés et des sols polygonaux dans les sédiments fluvio-glaciaires (Rampton et al., 1984, p 13).

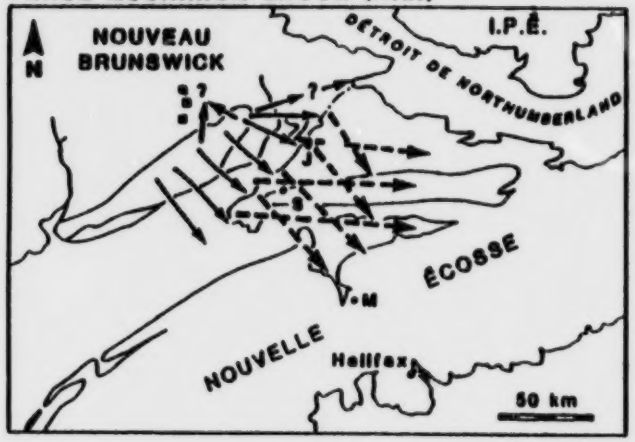
Tableau 1. Écoulements glaciaires majeurs (soulignés) et mineurs dans le secteur des monts Calédoniens, d'après Rampton et Paradis (1981) et Rampton et al (1984).

Wisconsinien moyen ou supérieur	
Phase Bantalor (ou phase Kent)	**Écoulement de Tantramar et de Port Elgin** avancée glaciaire vers le SSE et SSO le long de la rivière Petitcodiac.
	Écoulement de la rivière Pollett: avancée glaciaire vers le NE et SE au nord des Calédoniennes.
Phase Chignectou	**Écoulement de la rivière Pollett**: avancée glaciaire vers le NE au nord des Calédoniennes.
	Écoulement de Chignectou: avancée glaciaire vers le SO dans la baie du même nom.
Wisconsinien inférieur et/ou moyen	
Phase Calédonia	Écoulement vers le SE à partir des monts Calédoniens.
	Écoulement vers le N à partir des monts Calédoniens. (?)

Auparavant, Rampton et Paradis (1981) avaient signalé la présence de dépôts colluvionnaires importants dans les vallées entaillant le nord du plateau qui, selon eux, indiquaient l'absence de glace au Wisconsinien supérieur. Ils ont aussi interprété des blocs erratiques de volcanites calédoniennes, repérés à quelques kilomètres au nord de ces vallées et localisés à plus de 15 km de leur région source, comme étant la preuve d'un transport vers le nord lors d'un très vieux mouvement glaciaire. Les auteurs situent cet évènement au Wisconsinien inférieur. Quant aux marques d'érosion glaciaire répertoriées sur la partie méridionale du plateau, ils les attribuent à une glace s'écoulant vers le SE au Wisconsinien inférieur. Mais ils ne signalent aucun site ayant plus d'une nappe de till.

Notons, d'autre part, que Stea et al. (1985), Stea et Finck (1984) et Stea (1983, 1987 et1988) ont étudié les formes d'érosion glaciaire et des coupes montrant plusieurs unités stratigraphiques dans la région des monts Cobequids, immédiatement à l'est de la zone étudiée en Nouvelle-Écosse (fig. 3). Ils identifient trois phases d'écoulement glaciaire qui se corrèlent à la lithostratigraphie régionale. Le premier mouvement (Phase de McCarron Brook), serait issu des monts Calédoniens à l'ouest et au nord-ouest et aurait déposé le Till de McCarron Brook, qui affleure à 1 km au sud de Joggins (fig. 3). Ce till se corrèle au Till de East Milford (Stea et al., 1985 et Stea, 1982) qu'on retrouve à Miller Creek (Stea et Hemsworth,1979) en Nouvelle-Écosse (fig. 3). Sous ce till, du bois et de la matière organique ont donné un âge >52 000 ans B.P. (GSC-2694). La Phase de McCarron Brook serait donc d'âge Wisconsinien inférieur et corrélative à la Phase Caledonia de Rampton et al. (1984). Les deux phases suivantes (Phase de Eatonville et de Shulie Lake) seraient attribuées à une calotte locale dont les écoulements s'effectuaient vers le SSO, puis vers le SO dans la baie de Chignectou, respectivement au Wisconsinien moyen ou supérieur et au Wisconsinien supérieur.

A) PHASE CALEDONIA (N.B.)
PHASE McCARRON BROOK (N.É.)


N
NOUVEAU BRUNSWICK
I.P.É.
DÉTROIT DE NORTHUMBERLAND
?
?
?

Ces deux phases se corréleraient avrec celle de Chignectou (Rampton et al., 1984) et seraient responsables de la mise en place des Tills de Joggins (et/ou d'Eatonville) et de Shulie Lake (fig. 3).

Études des niveaux marins

Rampton et al. (1984) ont mis en évidence deux niveaux relatifs de la mer, à la fin du Wisconsinien supérieur: le premier, celui de 75 m, représenterait la submersion la plus élevée (post-Chignectou?) et le second, celui de 48 m, serait associé à la présence de glace se retirant lentement vers le NE, vers la tête de la baie de Chignectou.

Dans les mêmes années, Scott et Medioli (1980) et Scott et al. (1987) ont étudié la courbe d'émergence post-glaciaire dans la baie de Fundy. Les premiers auteurs ont prélevé des échantillons de silts organiques à - 211 cm, à la base du lac New Horton (carte 21H/10), et ont obtenu une date de 7535 ans B.P. (GX-5362) qui serait corrélative avec celle de 7880 ans B.P. (BGS-642) obtenue par Rampton et Paradis (1981) au delta de Waterside. Ce delta est situé à 9 km au sud-ouest du site précédent et s'élève de 17 m au-dessus du niveau marin. Enfin, près de Mary's Point (carte 21H/10), Smith et al. (1984) ont obtenu un âge de 3640 ans B.P. (Gx-8149) sur des tourbes, reposant à 8.9 m sous des alluvions marines récentes. Selon eux, cette partie de la baie de Fundy s'enfoncerait de façon continue, sous le niveau marin actuel, depuis 4000 ans.

Greiner (1974), qui fut chargé de l'étude géomophologique du Parc National de Fundy, a noté la présence de deux niveaux de terrasse, au sud de la route no.114, soit à 114 et à 38 m d'altitude. Il les attribue non pas à des

niveaux relatifs de la mer, mais à des dépôts de contact de glace, de type kame ou terrasse de kame. Ces derniers se seraient accumulés entre une calotte résiduelle, ancrée sur les reliefs au nord, et une masse de glace piégée dans les crêtes rocheuses plus basses, au sud.

Études récentes touchant à la géologie du Quaternaire

D'autres études géomorphologiques et karstiques ont été menées dans le comté d'Albert. Tout d'abord, Pelletier (1982), dans son analyse structurale sur les Calédoniennes, évoque l'absence de formes glaciaires sur les versants nord, sud et est, qui selon lui, témoignerait d'une glace mince et d'un faible rebond isostatique. Il ajoute que le profil en "V" des torrents du plateau n'est pas le résultat d'une longue période d'érosion, due à l'absence des glaciers au pléniglaciaire, mais serait plutôt le résultat de l'évolution normale d'une érosion fluviale en climat maritime.

Schroeder et Arseneault (1978), dans leur étude sur les karsts des bassins gypseux de la région d'Hillsborough, mentionnent qu'une doline a servi de "piège" à sédiments et qu'un mastodonte s'y est enlisé vers 13 600 B.P. (GSC-1222). D'après ces auteurs (p.256) la stratigraphie du dépôt dans la doline serait la suivante:

"...(on observe), à la base, et au contact du gypse, un till surmonté successivement d'un silt compact, d'un silt sableux entrecoupé de lits de tourbe et d'un autre silt compact. L'épaisseur de ces dépôts n'est pas connue, cependant les ossements ont été retrouvés à 2,7 m sous le fond de l'étang... Les os se trouvaient au niveau du silt sableux à lits de tourbe et les coprolithes dans le silt compact sus-jacent."

D'après Grant (commentaires in Blake, 1983) l'âge récent de ce mastodonte serait controversé, car celui-ci aurait été contaminé lors de pré-traitements avant d'être daté. Aussi, selon lui, la date de 37 200 ans B.P. (GSC-2469) obtenue sur les coprolithes représenterait, plus sûrement, la période à laquelle l'animal serait mort. Ce dernier reposait sur des lits de silt et de tourbe plus anciens, soit > 43 000 ans (GSC-1680).

Enfin, Thibault (1978) et Seaman (1986 et 1988a) ont effectué la cartographie des dépôts granulaires dans la région d'Alma, d'Hillsborough et de Waterford. Selon eux, les dépôts fluvio-glaciaires y sont rares. Les auteurs ont aussi relevé des stries vers le SE sur la partie septentrionale des Calédoniennes, et des stries vers le S et le SO, respectivement sur les flancs est et sud des montagnes.

Méthodologie

L'étude est basée sur deux approches différentes: les campagnes de terrain, qui se sont déroulées en 1987 et 1988, et, les analyses en laboratoire.

Tout d'abord une recherche bibliographique a permis d'identifier, puis de visiter des sites importants d'affleurements rocheux striés et de coupes lithologiques. Par la suite, la géologie du substratum et la géomorphologie structurale ont été étudiées. Enfin, une première ébauche géomorphologique a été faite à l'aide de photographies aériennes: quelques formes et coupes naturelles ont pu ainsi être localisées.

Au total, plus de 500 sites ont été visités: nous avons répertorié 50 coupes plus importantes et 147 sites de stries. Le détail de certaines d'entres elles apparaît au chapitre 4. Des comptages pétrographiques et des études sédimentologiques ont été réalisés en partie sur le terrain. Pour le reste, des échantillons ont été prélevés dans les tills, dans les dépôts fluvio-glaciaires et dans les sédiments littoraux, pour des fins d'analyse en laboratoire.

Par la suite, en laboratoire, l'étude des faciès sédimentaires fut effectuée à partir des analyses granulométriques (n= 23) et pétrographiques (n= 13) et de lames minces (n= 2). De plus, 162 échantillons de till ont été envoyés aux laboratoires du Ministère des Ressources Naturelles et de l'Énergie du Nouveau-Brunswick pour des analyses géochimiques. Puis, par l'intermédiaire du même ministère, 4 échantillons de matière organique et un échantillon de coquillages ont été expédiés aux laboratoires de l'Université Brock (Ste-Catharines; Ontario) pour des analyses radiochronologiques (annexe 6).

Pour les granulométries, les échantillons diamictiques compacts et les sédiments granulaires ont été tamisés respectivement à l'eau et à sec sur une colonne de 8 tamis, entre 8 mm et 63 µm (série Tyler et agitateur Endecott S1238C). Le poids de départ de ces échantillons a été fixé à un maximum de 700 grammes pour éviter l'engorgement des tamis. Les particules inférieures à 63 µm ont été séparées par densimétrie (méthode de Mériaux, 1954).

Les paramètres sédimentologiques de Folk et Ward (1957) et Folk (1968) ont été calculés à partir des courbes granulométriques sur papier de probabilité, soit:

$Md = \phi 50$ Médiane

$Mz = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3}$ Moyenne graphique

$\sigma i = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6.6}$ Coefficient de classement "Déviation standard"

$Ski = \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2(\phi 50)}{2(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 5 + \phi 95 - 2(\phi 50)}{2(\phi 95 - \phi 5)}$ Coefficient d'asymétrie

$Kg = \frac{\phi 95 - \phi 5}{2.44(\phi 75 - \phi 25)}$ Coefficient d'angulosité

$\phi = -\log^2$ (diamètre en mm)

Quelques observations au microscope polarisant ont été faites sur des lames minces. Celles-ci ont été réalisées à partir d'échantillons de blocs minéralisés trouvés au nord du Parc National de Fundy. Les résultats sont discutés à l'annexe 3-D.

PARTIE I

CHAPITRE 1 LA GÉOLOGIE DU SOCLE

La région étudiée fait partie de la bordure nord-est des Appalaches canadiennes qui se divisent, ici, en trois zones tectonostratigraphiques (Ruitenberg et al, 1977): la zone des Calédoniennes au centre, le Bassin de Moncton à l'est et la Plate-forme centrale du Nouveau-Brunswick au nord-est et à l'est (figure 4; A, B, C).

La zone des Calédoniennes se compose de sédiments terrigènes et volcanoclastiques du Précambrien supérieur qui sont déformés et plissés (Poole et al. 1970). Ils forment le Groupe de Coldbrook et sont constitués principalement de schistes à chlorite et à séricite, de méta-arkoses, de méta-basaites, de coulées volcaniques, d'andésites et de tuffs (Ruitenberg et al., 1979 et Barr & White, 1988).

Le Groupe de Coldbrook possède un alignement structural orienté parallèlement au grain tectonique des Appalaches, soit SO/NE et il est percé par des intrusions granitiques du Paléozoïque inférieur, dont les âges varient entre l'Ordovicien et le Dévonien. Celles-ci sont majoritairement composées de granites, de granodiorites et de tonalites (Barr et White 1988).

Plusieurs failles d'orientation sud-ouest/nord-est limiteraient les contacts entre les granitoides et le Groupe de Coldbrook. Ces zones de failles sont des cibles potentielles pour la prospection minérale (Wright 1940, Flaherty 1963, Scott 1969 et Ruitenberg et al.1979).

LÉGENDE

Holocène

10 Couverture quaternaire épaisse

Trias

Conglomérats, grès et shales rouges

Carbonifère supérieur

Grès gris, conglomérats, argilites et tuffs

Micro-grès rouges de la Formation de Maringouin

Conglomérats de la Formation d'Enragé

Carbonifère inférieur

Calcaires et gypses du Groupe de Windsor

Conglomérats et grès marrons à gris et volcanites

Shales noirs (en partie bitumineux) de la Formation d'Albert

Paléozoique inférieur

Granites, granodiorites et tonalites

Précambrien

1 Métavolcanites et métasédiments du Groupe de Coldbrook

Zones tectonostratigraphiques

A Le Bassin de Moncton

B Les Calédoniennes

C La Plate-forme centrale du Nouveau-Brunswick

Contact géologique

Limite des Calédoniennes

Zone étudiée

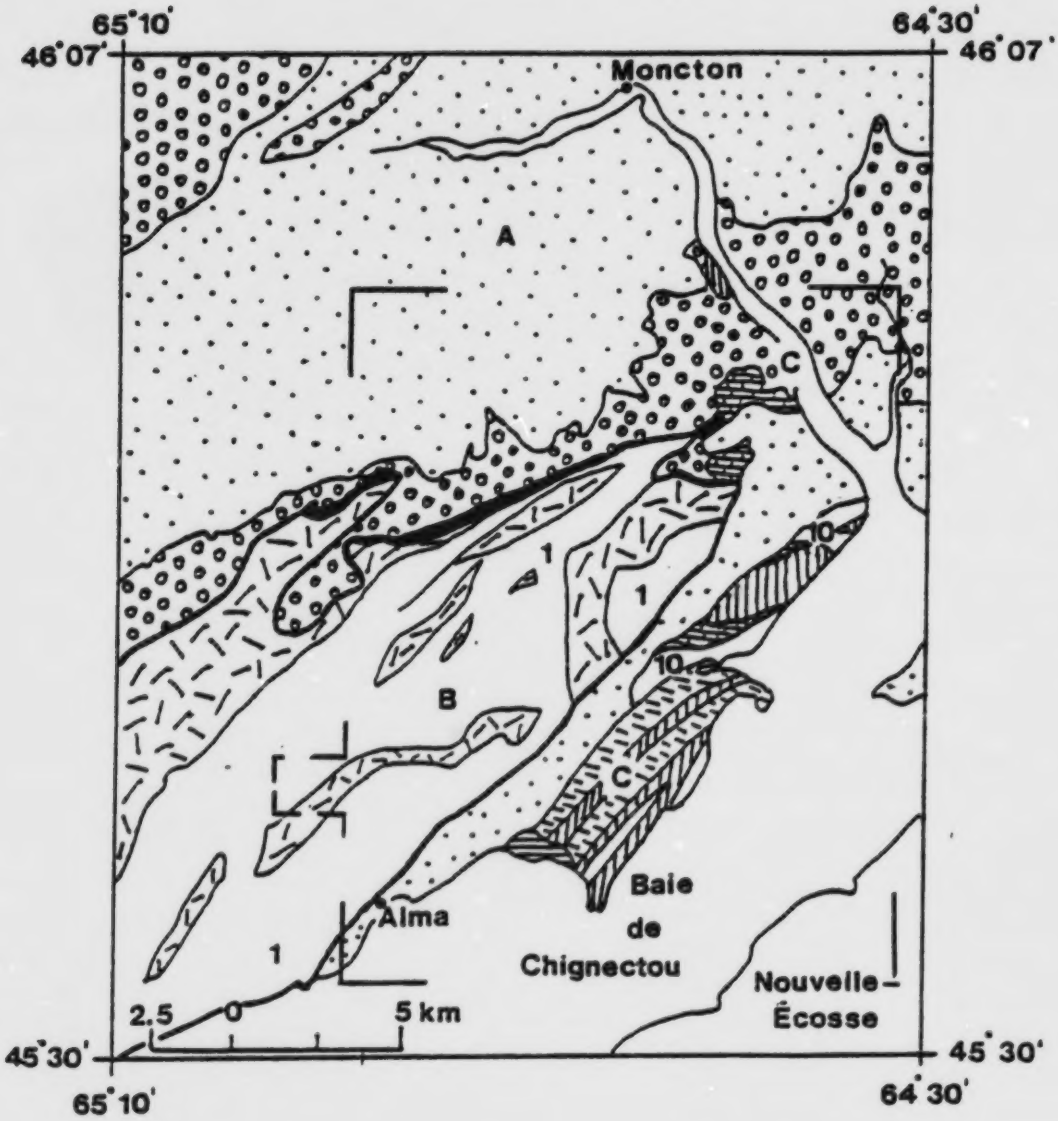


Figure 4 Carte géologique régionale du SE du Nouveau-Brunswick (adapté de Potter et al., 1979)

La cartographie détaillée de Barr et White (1988) est limitée à la moitié sud-ouest du territoire d'étude. L'autre moitié, au nord-est, étudiée par Norman (1941) et Ruitenberg et al.(1973), demeure légèrement imprécise par le manque d'études récentes et à cause de la couverture importante de dépôts meubles.

Le Bassin de Moncton, situé sur le pourtour de la zone des Calédoniennes est formé de roches sédimentaires du Carbonifère supérieur (figure 4.). Les faciès détritiques y sont dominants. Ce sont surtout des conglomérats ("fanglomérats"), des shales et des grès de couleur marron à rouge (Flaherty et Norman 1930 et McLeod 1979).

Le Bassin de Moncton inclut aussi le Groupe de Windsor qui comprend des évaporites (calcaires, parfois algaires, et gypse) et la Formation d'Albert composée de shales noirâtres, en partie bitumineux (Potter et al. 1979).

Quant à la Plate-forme du Nouveau-Brunswick, elle regroupe toutes les roches sédimentaires détritiques du Carbonifère inférieur, dont, entre autres, les Formations d'Enragé et de Maringouin. La première formation est aussi un "fanglomérat" constitué de fragments ignés subanguleux dont la taille peut atteindre jusqu'à 30 cm de long (McLeod, 1979). La Formation de Maringouin est exclusivement composée de grès fins et de shale rouge (Flaherty et Norman 1930). Les autres roches du Carbonifère supérieur sont formées de grès, de shale et de conglomérat faiblement carbonacés. Leur teinte varie du gris au rouge. Enfin, un affleurement de grès du Trias est visible au nord-est d'Alma.

Des blocs et des galets, qui proviennent des unités lithostratigraphiques citées plus haut, ont été retrouvés dans le till régional. Ainsi les

affleurements de roches ignées des Calédoniennes et les shales noirs de la Formation d'Albert serviront de traçeur pétrographique pour la région sise au nord des Calédoniennes alors que les calcaires du Groupe de Windsor et les roches sédimentaires détritiques (grès et conglomérats) du Carbonifère inférieur seront utiles pour distinguer les trains de dispersion dans les secteurs est et sud du terrain d'étude. Nous verrons aussi, à la section 4.7, l'utilité pétrographique des Formations d'Enragé et de Maringouin dans la caractérisation des nappes de till situées au sud des Calédoniennes.

CHAPITRE 2 - PHYSIOGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE

2.1 - Les sous-régions physiographiques

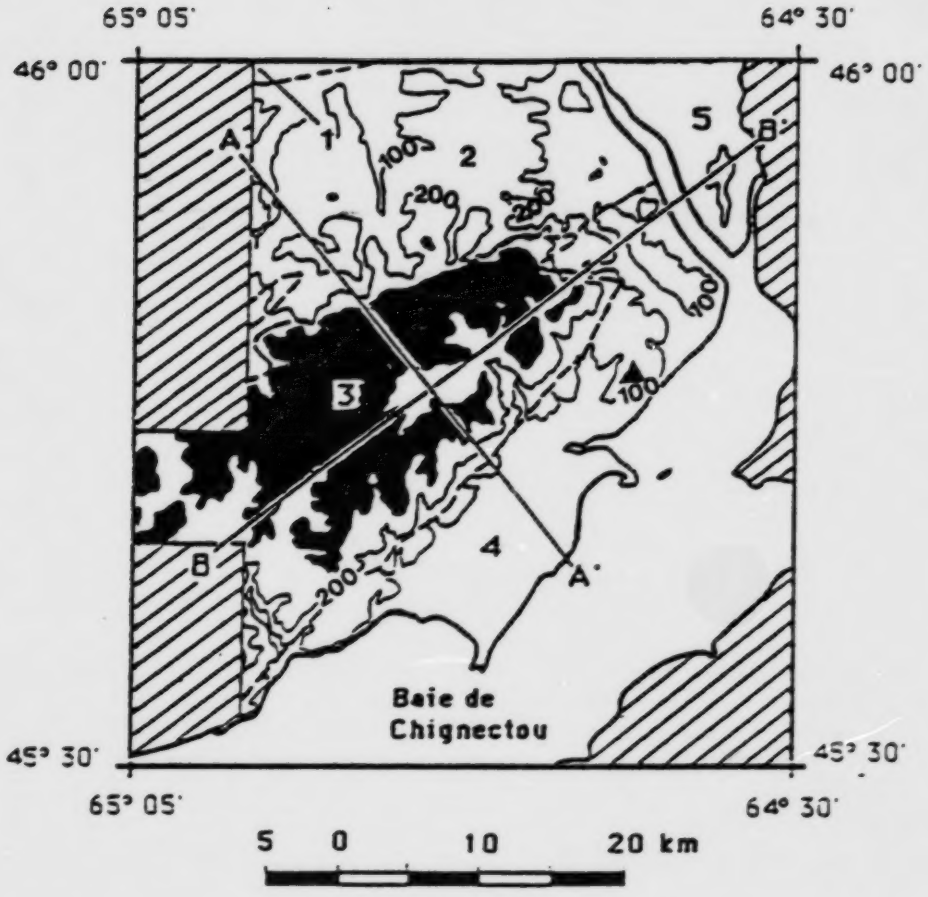
Du point de vue physiographique, le territoire se situe dans les Hautes-terres du Nouveau-Brunswick (Bostock,1970) et se subdivise en plusieurs régions. L'une d'entre elles, les Hautes-Terres des Calédoniennes (Weeks 1957), occupe toute la zone d'étude et comprend cinq sous-régions (Rampton et al. 1984): le Bassin de Moncton situé au nord du terrain; les Crêtes d'Anagance au centre-nord; le Plateau central des Calédoniennes au milieu; les Crêtes de Shepody au sud et la Terrasse de Dorchester sur la rive est de la rivière Petitcodiac (fig. 5 et 6).

Le Bassin de Moncton

Le Bassin de Moncton possède une morphologie de cuvette évasée, qui s'ouvre vers l'est en direction de la rivière Petitcodiac. Le relief y est inférieur à 100 m. Il s'agit d'une zone basse et peu accidentée, dont le mauvais drainage explique la présence de nombreuses tourbières.

Les Crêtes d'Anagance

Cette sous-région présente une topographie ondulée qui s'accentue vers les monts Calédoniens (Rampton et Paradis, 1981). L'altitude moyenne est de 100 m. Les roches sédimentaires y sont légèrement inclinées vers le nord-ouest, près du Bassin de Moncton, et fortement plissées près du contact discordant des Calédoniennes (Norman, 1941).



Hautes terres des Calédoniennes

1 : Bassin de Moncton

2 : Crêtes d'Anagance

3 : Plateau central des Calédoniennes

4 : Crêtes de Shepody

5 : Terrasses de Dorchester

▲ : Mont shepody, 330 m

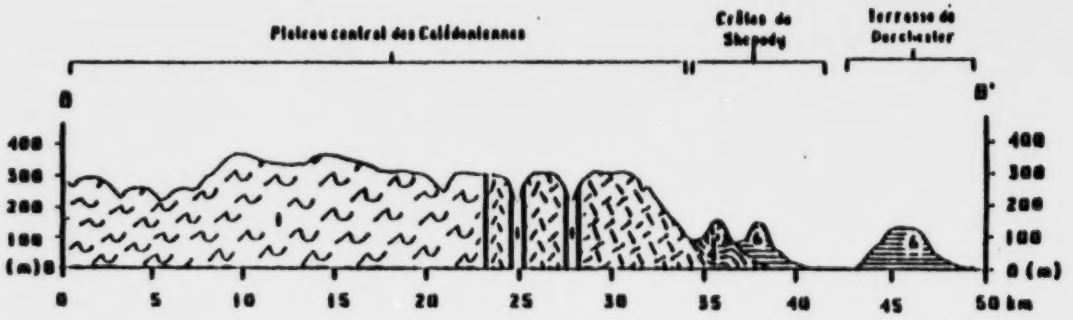
: Zones non-étudiée

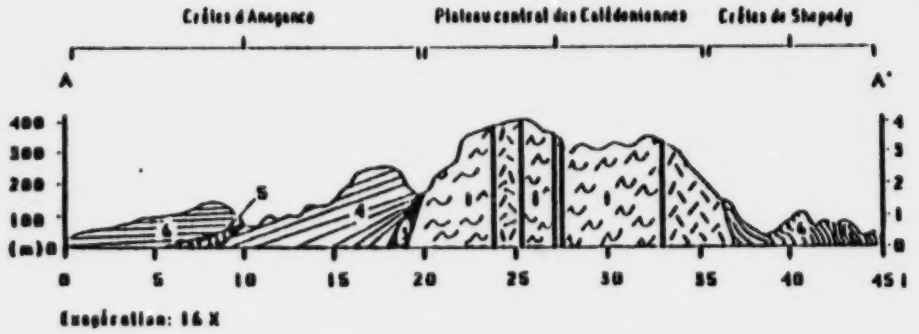
: Altitude > 300 mètres

−200− : Altitude (mètres)

A ⟍ A' : Coupes topo-géologiques

Figure 5 : Physiographie et localisation des coupes topogéologiques





Lithologie

- Grès rouge à gris, argilite, conglomérat et tuff
- Shale noir (en partie bitumineux) de la formation d'Albert
- Calcaire et gypse du Groupe de Windsor
- Granite, granodiorite et tonalite
- Conglomérat et grès marron à gris et volcanite
- Volcanoclastites et métasédiments du Groupe de Coldbrook

Figure 6 Coupes topo-géologiques A-A' et B-B' des hautes terres des Calédoniennes

Le Plateau central des Calédoniennes

Ce massif igné se présente comme un horst allongé d'orientation SO/NE, à bordures abruptes. Il culmine à 400 m. La topographie est irrégulière et montre des entailles fluviales profondes.

Les Crêtes de Shepody

Ces crêtes consistent en des roches sédimentaires fortement plissées à pendages sub-verticaux, qui forment des arêtes monoclinales remarquables (Pelletier,1982). Les crêtes s'élèvent depuis le niveau de la mer jusqu'à une hauteur de plus de 300 m. Le mont Shepody a une altitude de 330 m (fig. 5). Dans cette zone côtière, les dépressions ont été comblées en partie par le till, qui forme des épaulements en bordure du littoral, et en partie par des sédiments littoraux qui surmontent l'unité précédente. Le marais salant de Germantown, qui s'étend sur plus de 10 km entre Alma et Riverside-Albert, est un exemple de remplissage par des alluvions marines.

La Terrasse de Dorchester

La Terrasse de Dorchester, dont l'altitude maximum est de 120 m, a l'aspect d'une butte étirée vers le sud. Les rives sont en pente douce au nord et deviennent brusquement verticales près de la pointe, au sud. Les falaises de grès rouge, à cet endroit, s'élèvent à plus de 20 m au-dessus de la rivière Petitcodiac.

2.2 - Hydrographie

Le massif des Calédoniennes possède un réseau hydrographique de forme radiale. Les entailles du réseau de drainage sont modérées dans les zones peu accidentées de la partie centrale, et sont profondes sur les versants, là où les ruisseaux se transforment en torrents (Rampton et Paradis, 1981). Les rivières Upper Salmon et Crook, en particulier, sont des torrents qui entaillent profondément les dépôts meubles et le substratum rocheux, sur la bordure sud du plateau.

Sur les versants nord et est du plateau, le patron hydrographique évolue du réseau dendritique au réseau à méandre, en passant par le réseau de type irrégulier. Les zones basses comblées de dépôts meubles sont responsables du réseau irrégulier, notamment sur la rivière Little, au nord de Parkindale (voir fig. 2).

Enfin, les littoraux à l'est et au sud des cartes de Hillsborough et d'Alma sont caractérisés par des eaux troubles à forte charge sédimentaire provenant de la rivière Petitcodiac et de la baie de Chignectou. Ces eaux sont constamment brassées par les marées, dont l'amplitude, à la tête du bassin, atteint 14 m (Stea, 1987).

PARTIE II

Cette partie inclut deux chapitres, à savoir le chapitre 3 qui traite des écoulements glaciaires et des formes associées; et le chapitre 4 qui discute de la lithostratigraphie et de la géomorphologie glaciaire.

CHAPITRE 3 - LES ÉCOULEMENTS GLACIAIRES ET LES FORMES ASSOCIÉES.

Le chapitre qui suit tente de définir les écoulements glaciaires qui se sont produits dans divers secteurs de la zone d'étude, ainsi que leur ordre chronologique. Nous décrirons d'abord les formes d'érosion glaciaire associées à ces écoulements.

3.1 - Les macro-formes

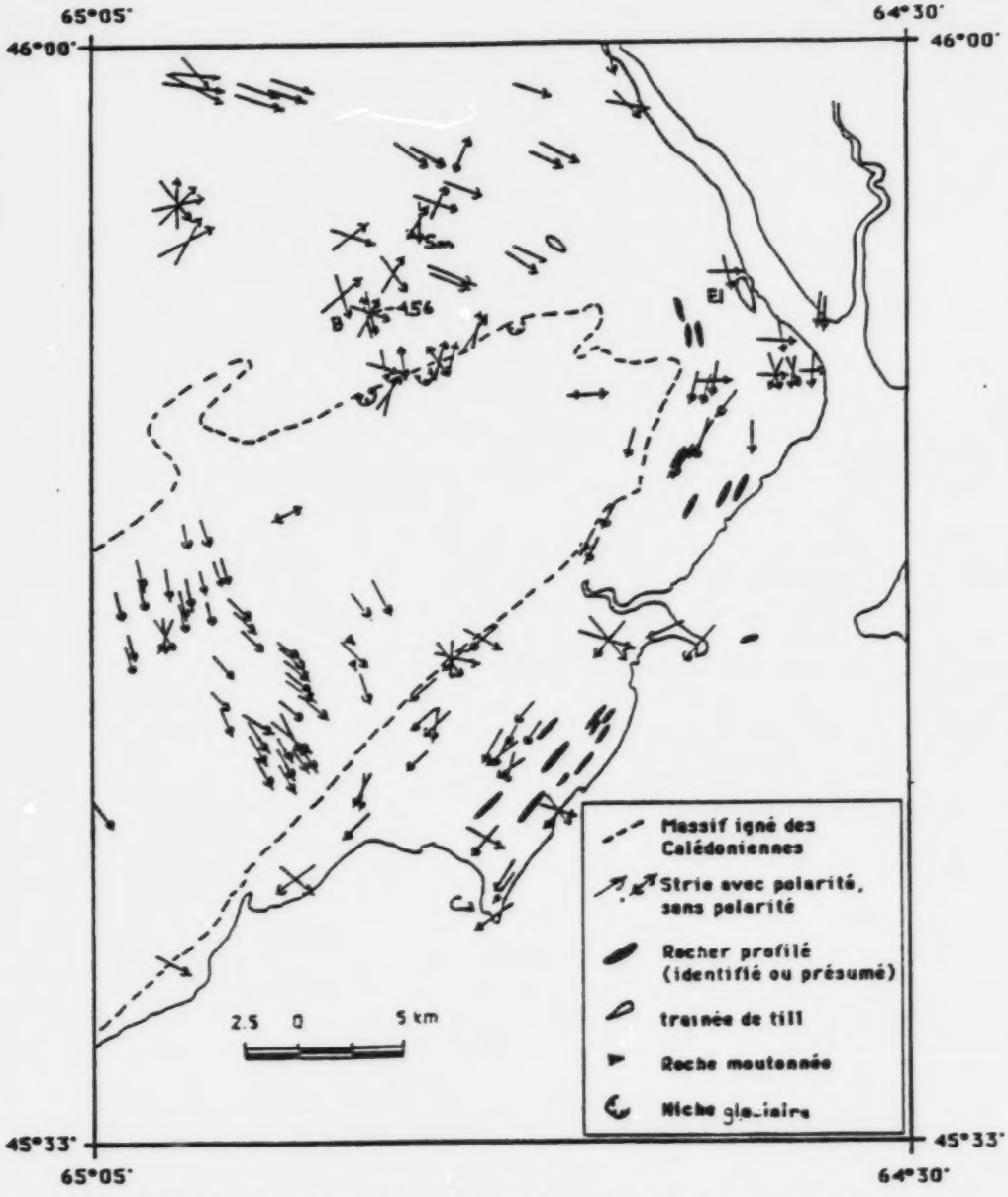
Pelletier (1982), dans son analyse structurale des monts Calédoniens, ne distingue aucune forme majeure d'érosion glaciaire. Nos observations, par contre, ont permis de reconnaître des rochers profilés et ce que l'on pense être des niches glaciaires.

Seaman (1986) a signalé la présence de formes drumlinoïdes le long des crêtes de Shepody. Quelques unes de ces formes, des drumlins rocheux, ont

été étudiées près de New Horton en bordure de la route 915, reliant Waterside à Harvey Bank. Il s'agit probablement de rochers profilés (Linton, 1964 et Dionne, 1984 et 1985), sculptés à même les grès fins rouges et les conglomérats des Formations d'Enragé et de Maringouin. Ils indiquent tous un écoulement vers le SO (N 215° à 230°).

Des mesures ont été faites aussi pour trois de ces drumlins. Leur hauteur varie entre 5 et 7 m et leur rapport longueur/largeur est d'environ 9/1. Ces valeurs se rapprochent de celles obtenues par Dionne (1984), en Hudsonie et dans le golfe du St-Laurent (Havre-St-Pierre). En fait, nous croyons que les crêtes monoclinales, alignées NE/SO, ont pu exercer un contrôle structural sur la masse de glace qui s'écoulait du NE vers le SO dans la baie de Chignectou (Rampton et al.,1984). Cette situation pourrait être à l'origine de la formation des rochers profilés. La figure 7 montre leur répartition géographique et celle d'autres formes d'érosion glaciaire sur le territoire étudié.

Trois amphithéatres localisés sur le flanc nord du plateau ont été observés. Il s'agit vraisemblablement de niches glaciaires. Un exemple peut être aperçu depuis la route qui mène de Rosevale à Baltimore (fig. 42). Cette niche a l'apparence d'un micro-cirque glaciaire et mesure environ 250 m de diamètre. Elle domine de 75 m la vallée de la rivière Tortue Ouest. Le fond possède une forme en creuset, dont le rebord (ou verrou ?) est entaillé par un torrent actuel, affluent de la rivière Tortue Ouest. L'orientation de cette niche nous indique un écoulement de la glace vers le N.



B = Berryton, El = Edgett's Landing, Ca = Cap Enragé

Sm = Steeves Mills, 456 = Site de stries

Figure 7 Répartition géographique de quelques formes d'érosion glaciaire (voir texte pour les polarités)

Rampton et Paradis (1981) ont proposé qu'il peut y avoir eu un écoulement vers le N au pré-Wisconsinien. L'amphithéatre aurait alors subsisté sous le couvert de glace durant toute la phase Calédonia (Wisconsinien inférieur ou moyen) sans modification majeure. Mais, une autre possibilité serait de concevoir un écoulement tardif vers le N au Wisconsinien supérieur; nous y reviendrons au chapitre sur la paléogéographie.

3.2 - Les Mésoformes

Des roches moutonnées et des surfaces en dos de baleine sont présentes sur le massif igné des Calédoniennes. Trois sites de roches moutonnées ont été observés sur des granites près du mont Gideon, au sud du lac McFadden: elles ne dépassent pas 3 m de long et témoignent d'un écoulement vers le SSE (N 165°).

Les reliefs en dos de baleine atteignent parfois 4 m de long et couvrent des surfaces de l'ordre de 16 m^2. Ils apparaissent fréquemment sur les volcanoclastites au nord-ouest du lac Square. Ils se distinguent des roches moutonnées par l'abondance de "moulages" striés, en creux et en bosses, et par la présence de pentes douces à "l'aval" glaciaire (Flint 1971).

3.3 - Les microformes

Les stries, les "queues de rat", les "têtes de clou" et les micro-reliefs des affleurements ("stoss and lee") constituent les microformes les plus largement répandues sur l'ensemble du territoire. L'interprétation des

"têtes de clou" reste toujours délicate à cause des inversions, qui sont parfois associées au délogement et au dragage des particules résistantes à la surface du substratum rocheux (ex: grain de quartz d'un grès conglomératique). Le délogement pourrait être interprété à tort comme un éclat du subtratum rocheux lors du transport sous-glaciaire. Par conséquent, les "têtes de clou" doivent être utilisées avec précaution, et, si possible, en association avec d'autres marques d'érosion ou encore avec la lithostratigraphie régionale.

Les "queues de rat" demeurent le critère le plus fiable pour déterminer les écoulements glaciaires, la traînée indiquant "l'aval" glaciaire. Ces microformes abondent sur les grès fins, en partie conglomératiques, du Carbonifère et sur les métavolcanites du plateau.

3.4 - Écoulements glaciaires par secteurs

- Généralités

Au total, 147 sites de surfaces glaciaires polies et striées ont été examinés (fig 7). La distribution des marques de stries n'est pas uniforme sur la région. Les orientations ne sont également pas constantes et plusieurs sites exposent des recoupements importants au nord, à l'est, au sud, et sur le plateau des Calédoniennes. La figure 8 présente la répartition des orientations des stries pour quatre secteurs bien définis (Foisy et Prichonnet, 1988a). Afin de faciliter la compréhension des hypothèses proposées, nous discuterons chacun des secteurs séparément.

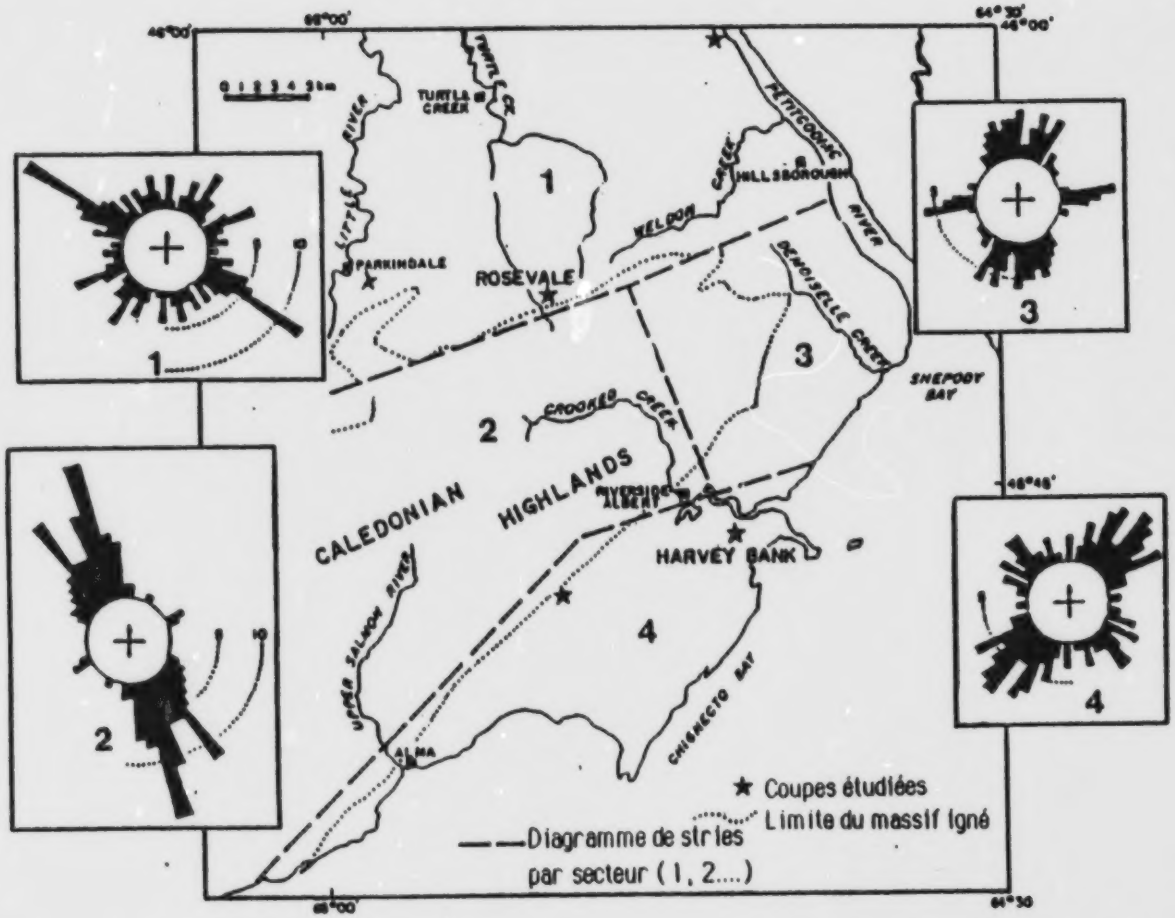


Figure 8 Répartition des formes d'érosion glaciaire, pour quatre secteurs de la zone étudiée (D'après Foisy et Prichonnet, 1988)

- Le secteur nord (ou no.1)

Ce secteur inclut cinq familles de stries. La chronologie est basée sur des recoupements observés à différents affleurements. Le premier écoulement se serait effectué vers le NNO (N 340°). Ce paléoécoulement glaciaire peut être observé sur un seul affleurement (site 456; figure 7 et planche 1), localisé à l'est du village de Berryton. Celui-ci comporte deux systèmes de "queues de rat" orientés à 180° l'un de l'autre, soit N 340° et N 160°. L'orientation du fuselage des premières queues de rat offrant peu d'emprise à l'érosion sous-glaciaire, qui s'est effectuée directement en sens opposé, explique peut-être la présence du phénomène. Par ailleurs, nous retrouvons d'autres stries moyennes et fines, sur cet affleurement, et qui sont orientées N 120°, N 040° et N 060°. Il est important de signaler que les deux dernières familles orientées vers le NE recoupent, à certains endroits sur l'affleurement, les "queues de rat" d'orientation NNO et SSE; elles sont donc plus récentes.

Actuellement, rien ne prouve que ces queues de rat orientées vers le NNO soient très anciennes. Néanmoins, l'absence d'autres microformes orientées vers le NNO ou N 340° sur les affleurements situés au N des Calédoniennes, la présence de blocs erratiques calédoniens observés à plus de 15 km au nord de leur région source (Rampton et Paradis, 1981) et l'absence de corrélation entre l'orientation de ces queues de rat et la lithostratigraphie locale (voir coupe de Rosevale, section 4.4.4), suggèrent qu'il s'agit là d'un ancien écoulement glaciaire. Celui-ci fut suivi par deux autres: l'un orienté vers le SSE (N160°) et l'autre vers le SE (N120°), qui domine tout le secteur nord. Enfin, des écoulements d'apparence tardive se sont produits vers le N

(N 360°), vers le NNE, puis vers le NE (N 020° à 058°). Faute de bons affleurements, l'extension de ces dernières avancées semble limitée vers le nord aux villages de Berryton et de Steeves Mills, et à environ 5 km au nord de Parkindale (fig. 7).

- Le secteur du plateau central (ou no. 2)

Le premier écoulement s'est effectuéé vers le SSE (N150° à N180°) et a été suivi par un second vers le SE (N120° à N145°). Celui-ci serait attribuable à une lobation de la marge glaciaire (Flint 1971) en retrait vers le NO, sur le replat des monts Calédoniens ou à l'empreinte d'une deuxième glaciation ayant suivi à peu près la même direction. Des stries d'orientation SO/NE ont également été observées; leur signification n'est pas très bien comprise. Elles peuvent être associées soit au dernier mouvement dans le secteur nord, soit à un écoulement tardif vers le SO (Seaman 1988a).

- Le secteur est (ou no. 3)

Le secteur Est présente trois familles de stries. Des stries observées au sud d'Edgett's Landing, près d'Hopewell Hill (fig. 7) indiquent un premier écoulement glaciaire vers le SE et vers le S (N145° à N180°). Le déplacement du centre de dispersion glaciaire dans le sens horaire et l'absence du massif dans la trajectoire de l'écoulement sont peut-être la cause de cette seconde direction. La deuxième et la troisième famille de stries sont très bien représentées au village même de Hopewell Cape. À cet endroit, une dépression sur une surface striée d'un affleurement de grès, abrite des "queues de rat" orientées vers le S (N 180°). La partie supérieure de cet affleurement est marquée par la présence de stries nombreuses et de

quelques "queues de rat" qui sont orientées vers l'E (N 087°), et qui recoupent à plusieurs reprises les stries précédentes.

D'autres sites localisés au nord du mont Shepody nous suggèrent aussi la même chronologie; soit des sillons orientés N/S et NE/SO/, recoupés par des stries et des "queues de rat" orientées vers l'E (nos. MF 263 et 264, annexe A).

- Le secteur sud (ou no. 4)

Cette région est marquée par deux grandes familles de stries. Une première fut laissée par une calotte, située au nord-ouest des Calédoniennes, qui s'écoulait dans la baie de Chignectou vers le SE (N110° à N160°). Et une seconde famille fut laissée par une glace qui se dirigeait vers le S et le SO (N180° à N240°), causée vraisemblablement par une calotte localisée au nord de la baie de Chignectou. À cet effet, le site 140 près de Upper New Horton (no. MF144, annexe A) permet de voir un affleurement de grès avec des stries moyennes et profondes, orientées N140°, et recoupées par des stries très fines orientées N 220°. On suppose que les stries très fines sont tardives, sinon elles auraient été effacées par l'autre mouvement.

Ailleurs, des blocs de grès striés, formant un pavage glaciaire entre deux tills, ont été observés au site 394, près de Harvey (fig. 9). Le recoupement des stries sur la surface supérieure des blocs, qui sont logés dans le till inférieur, peut être utilisé en toute fiabilité pour déterminer les paléo-écoulements glaciaires (Boulton 1978 , Stea 1987 et Rappol, 1986). Quatre de ces blocs retirés du pavage présentent des surfaces tronquées qui

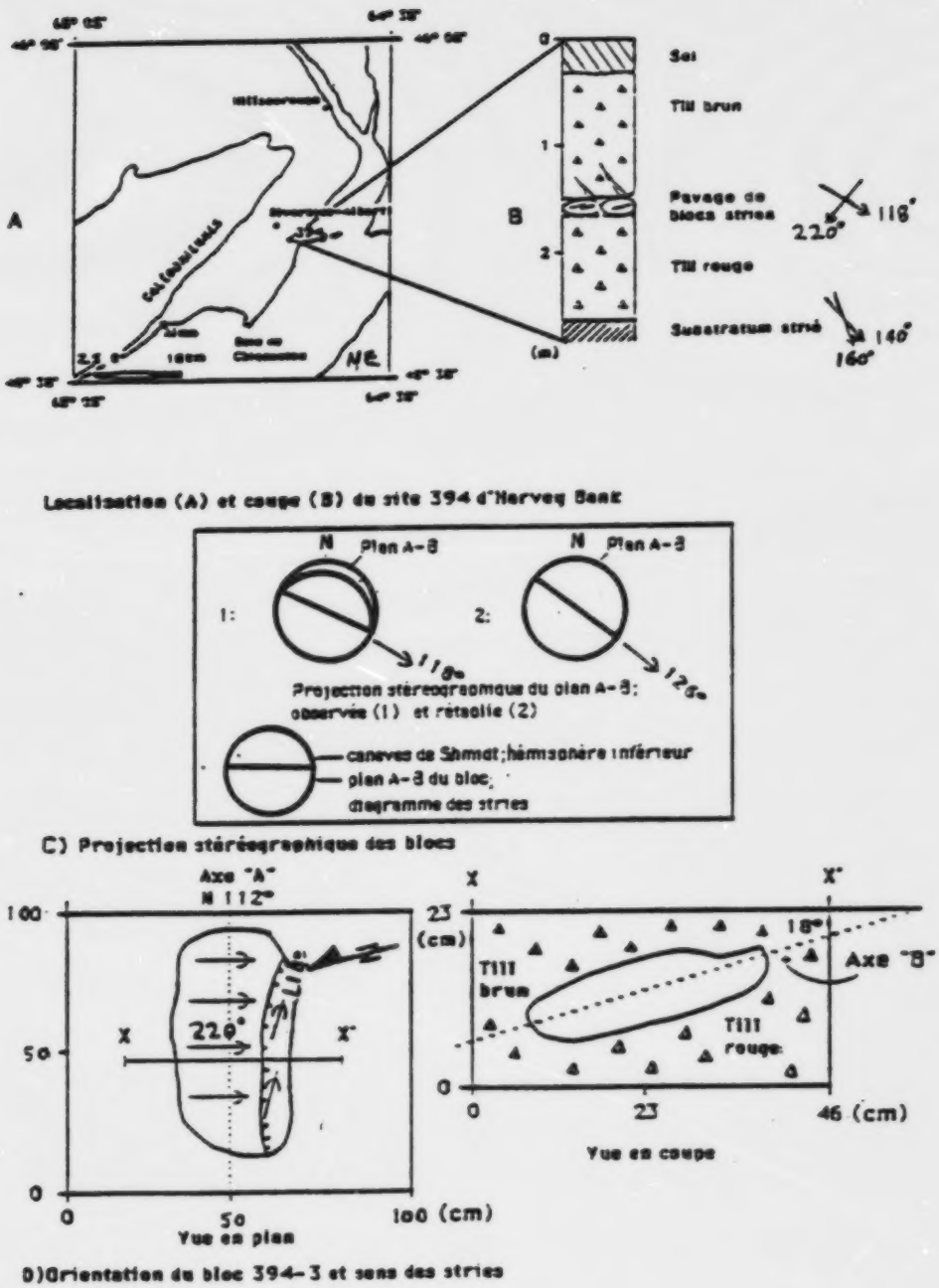


Figure 9 Analyse tridimensionnelle d'un bloc strié à la coupe de Harvey Bank (394)

abritent des stries et des "queues de rat" orientées vers l'ESE (N118°). Ces stries correspondent à un premier mouvement. Les surfaces supérieures montrent des stries orientées vers le SO (N 220°), causées par un second mouvement.

Une étude des marques d'érosion glaciaire a été effectuée sur quatre de ces blocs logés dans le till, en tenant compte de leur orientation dans l'espace. Une analyse morphoscopique est jointe à cette étude; les données sont reportées au tableau 2.

Le résultat tiré de l'étude précédente est le suivant: l'axe des blocs, les stries observées sur les faces inférieures des blocs, et les "queues de rat" qui apparaissent sur les surfaces tronquées et protégées, sont parallèles (lorsque le plan A-B est rétabli) aux stries observées sur le substratum rocheux, à la base de la coupe 394. La faible inclinaison des blocs du pavage serait plus reliée à la dynamique glaciaire (e.g. écoulement compressif) qu'à l'affaissement des blocs sous-jacents suite à un délavage du till par des pluies météoriques. Ainsi, peu de temps semble s'être écoulé entre la mise en place des premières stries ESE et les secondes stries SO.

- Conclusion

Actuellement, avec le faible nombre de sites présentant des recoupements de stries, il est difficile de préciser l'ordre des écoulements glaciaires pour les différents secteurs étudiés. Nous pouvons, tout au plus, proposer une chronologie relative en considérant les familles de stries, les quelques recoupements observés et en tenant compte du relief des Calédoniennes (fig. 10).

Tableau 2: Analyse morphoscopique des blocs de pavage glaciaire

No du bloc	Dimension N1 (cm)	N 2	N 3	N 4	Forme des blocs N 5	Microformes observées	Axe long des blocs; "A"
394-1	48 x 23 x 8	N 132° et N 148° N 180° et N 190°	N 208° N 218°	- -	Disque aplati	Stries et têtes de clou	N 182°
394-2	62 x 28 x 15	N 090° et N 120° N 130° et N 140°	N 210° N 225°	- -	Disque aplati	Stries et queues de rat	N 121°
394-3	81 x 42 x 17	N 115° et N 128°	N 190° N 217°	N 100°, N 116° et N 118°	Disque aplati	Stries et queues de rat	N 112°
394-4	68 x 33 x 13	N 120°, N 178° et N 185°	N 201°	N 115° et N 118°	Disque aplati	Stries et queues de rat	N 115°

N 1 = Dimension des blocs: longueur x largeur x épaisseur (cm)

N 2 = Azimut des familles des stries mesurées sur la surface inférieure des blocs

N 3 = Azimut des familles des stries mesurées sur la surface supérieure des blocs

N 4 = Azimut des familles des stries sur la surface supérieure "tronquée" des blocs

N 5 = Forme des blocs selon la méthode de Zingg (1935; in Vatan, 1967, p. 116)

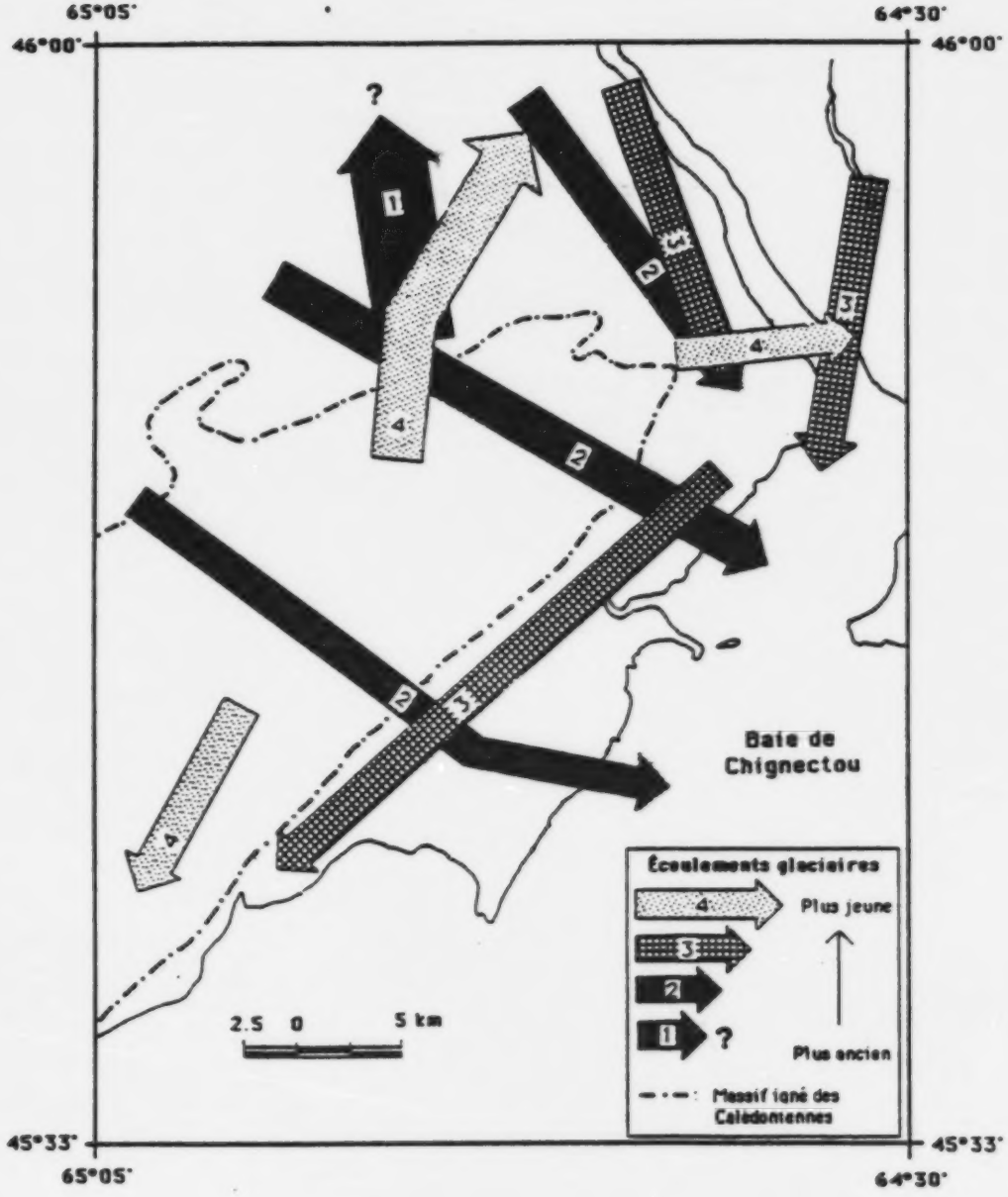


Figure 10 Succession chronologique des écoulements glaciaires, suggérée par les formes d'érosion

Le premier mouvement reconnu semble donc être celui vers le NNO (N340°). On peut l'observer au site 456 à Berryton. Vient ensuite le second mouvement qui traverse toute la zone d'étude, de direction SSE et SE (Phase Caledonia?); suit un troisième écoulement vers le S et vers le SO, dans l'axe de la baie de Chignectou (Phase Chignectou?) et donc oblique ou transversal au précédent. Enfin une dernière phase d'avançée glaciaire, en périphérie des monts Calédoniens, montre des écoulements vers l'E pour le secteur est, vers le N et le NE pour le secteur nord, et possiblement vers le sud et le SO pour le secteur du plateau.

En terminant, soulignons qu'il demeure difficile de déterminer: 1) si les stries indiquant un mouvement vers le SE, localisées sur le plateau des monts Calédoniens, sont réellement plus vieilles que les stries de même orientation, trouvées ailleurs dans les secteurs avoisinants, comme le proposent Rampton et al., 1984, et 2) si les derniers écoulements en périphérie du plateau sont tous synchrones.

Chapitre 4 - LITHOSTRATIGRAPHIE ET GÉOMORPHOLOGIE QUATERNAIRE

Ce chapitre est un complément à la cartographie des dépôts meubles des feuillets d'Hillsborough, d'Alma et de Waterford (fig. 42, 43 et 44). On y discute des divers sédiments meubles étudiés lors des deux campagnes de terrain. Nous verrons, entre autres, la répartition des unités lithologiques cartographiables, leur morphologie, leur position stratigraphique et leur mode de mise en place. L'accent sera mis sur l'analyse des nappes de tills superposées.

4.1 - Unité 1 - Le till

4.1.1 - Répartition, puissance et stratigraphie

Le till est l'unité lithostratigraphique qui couvre la plus grande étendue du territoire étudié, soit environ 63 %. Il vient atténuer les irrégularités du substratum rocheux, notamment sur le plateau des Calédoniennes, et, à la fois, colmater les dépressions près des versants. Il est en contact discordant avec le socle rocheux. Son épaisseur se maintient généralement entre 1 et 1.25 m sur les Calédoniennes et la zone environnante mais s'épaissit sur les versants, pour atteindre parfois plus de 5 m et exceptionnellement 25 m comme à la coupe 371 (fig.11).

Légende de la figure 11

UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

8 Colluvions

7 Sédiments organiques

6 Sédiments lacustres

5 Sédiments fluviatiles

4 Sédiments marins:
- d) intertidaux récents
- c) d'exondation

Sédiments glacio-marins:
- b) deltaïques à faciès sublittoral et littoral
- a) deltaïques (silts et sables)

3 Sédiments glacio-lacustres à faciès littoral

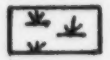
2 Sédiments fluvio-glaciaires:
- b) d'épandage glaciaire
- a) de contact

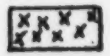
1 Till:
- e) de déformation
- d) d'écoulement (ou flué)
- c) sédiments inter-till
- b) d'ablation
- a) de fond

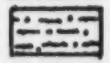
Coupes

371 = Rivière North
521 = Lac McFadden
493 E = Rivière Pollett
133 = West River
201 = Stoney Creek
326 = Weldon Creek
430 = Ruisseau McGee
457 = Rosevale

= Sables, galets et débris rocheux


= Dépôts organiques

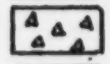

= dépôts argileux intertidaux


= Silts et sables

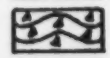
= Sables

= Sables et graviers

= Graviers


= Till silteux ▲ ▲ rouge ▲ △ brun ou gris

= Till sableux


= Till et roc (déformé)

= Substratum rocheux

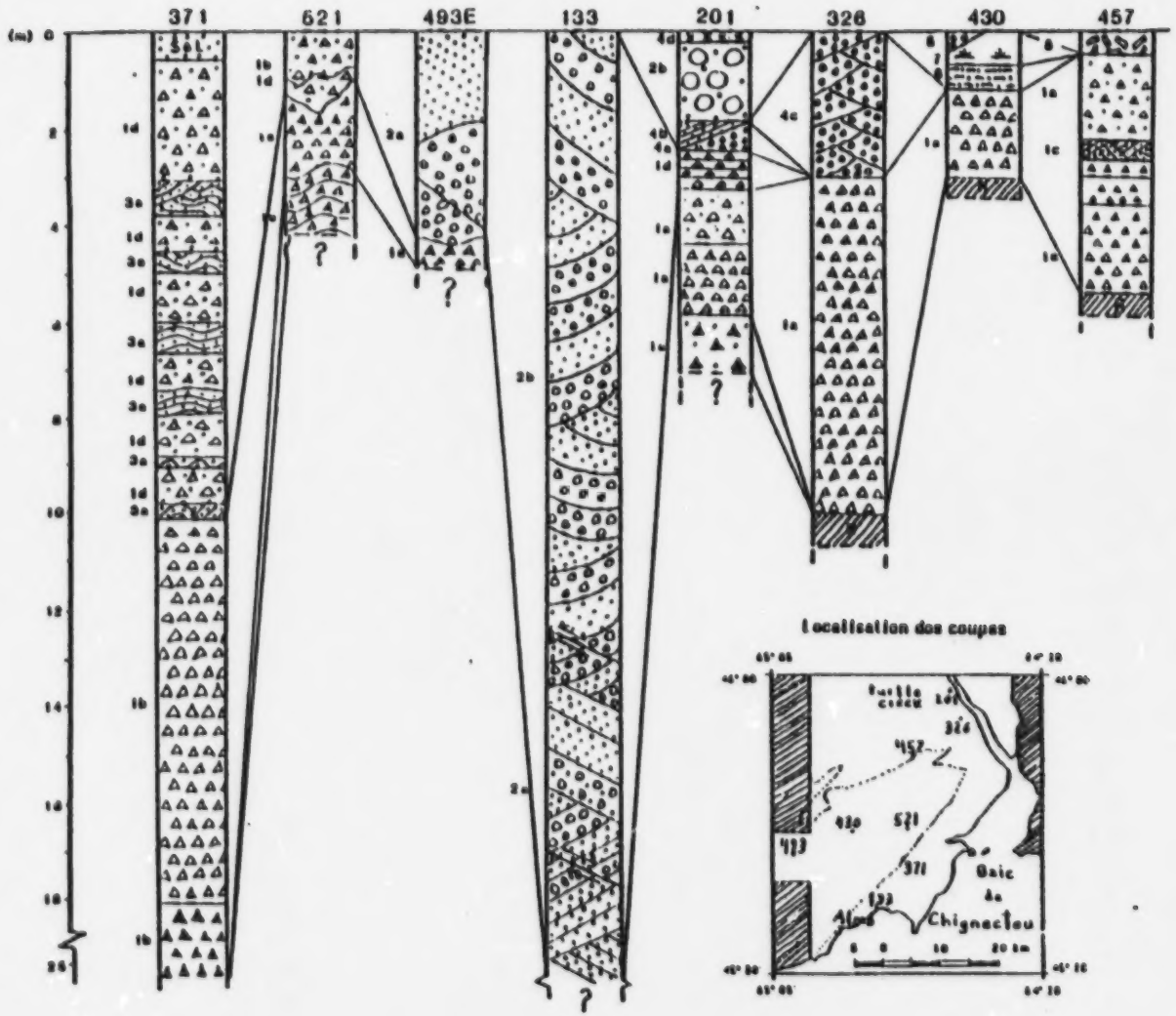


Figure 11 Lithostratigraphie de quelques coupes observées.

Le till apparait sous quatre types de faciès: le till de fond, qui est le plus largement répandu, le till de déformation localisé surtout sur les strates minces des grès du Carbonifère; le till d'ablation (ou "melt out"), qu'on retrouve principalement sur la bordure sud-est des monts Calédoniens, et, le till d'écoulement (ou flué) localisé sur les pentes comme aux coupes 371 et 521 (fig. 9) près de la rivière North et de l'extrémité nord du Parc National de Fundy.

4.1.2 - Les formes d'accumulation du till

Le till se présente majoritairement sous la forme de placages d'épaisseurs variables, soit entre 75 cm et 2 m. Son extension latérale est discontinue, en particulier sur les reliefs accentués. Les autres formes observées sont des buttes de till, des trainées de till et des moraines mineures.

Les buttes de till sont généralement de faibles dimensions et peu élevées, soit 2 à 2.5 m de haut et environ 20 m de diamètre. D'autres ont une forme allongée rappelant un segment morainique, mais ne présentent aucune orientation précise et sont aussi plus petites que les précédentes. Des buttes de till ont été identifiées près du lac MacFadden (fig.12) et d'autres près du Ruisseau Memel (fig. 42, hors-texte).

Le till est le matériel prédominant de ces formes. Il est compact et fissile. Dans la région du lac MacFadden, il a parfois l'allure de nappes déformées avec structures en écailles, ou celle d'un till ayant été remanié par des eaux de fonte; le till de fond est surmonté d'un horizon sablo-

graveleux dont les éléments sont émoussés. Il est grossier dans sa partie inférieure, puis il devient silto-sableux au centre. Aussi, à la base, les éléments du till sont parfois anguleux et comportent des plaques et des morceaux de schiste intacts: il s'agit vraisemblablement d'un till de déformation (Elson,1961 et Dreimanis, 1989). Cette unité sera discutée à la section 4.4.1.

Des traînées de till (n=3) ont été observées au sud du cimetière d'Edgett's Landing, dans le secteur est et dans la région du Cap enragé, au sud-est. Dans le premier cas, l'accumulation de till s'allonge sur une distance d'environ 500 m et indique un écoulement glaciaire vers le sud-est. Au Cap Enragé (fig.7), les traînées de till se sont formées à l'abri de barres rocheuses fuselées. La bande de till est mince et s'étire sur de courtes distances dans une direction SO.

Des cordons morainiques alignés grossièrement nord-est/sud-ouest ont été étudiés près du lac MacFadden, sur les monts Calédoniens (figure 12). Rampton et al., 1984 les ont décrits comme étant des moraines côtelées. Ces formes d'accumulation sont groupées dans trois dépressions topographiques dont l'orientation est également NE/SO, et qui occupent une superficie de 18 km^2. Les segments, dont la forme est plus ou moins continue, ont une longueur qui varie entre 250 et 1000 m, une largeur de 20 à 80 m et une hauteur dépassant rarement 3 m. L'espacement entre les crêtes est irrégulier et varie entre 50 et 170 m. On retrouve aussi quelques tronçons obliques ou même perpendiculaires aux segments principaux, qui rendent difficile le dénombrement des crêtes. La figure 12 ne montre qu'un quart de la zone couverte par ces moraines mineures.

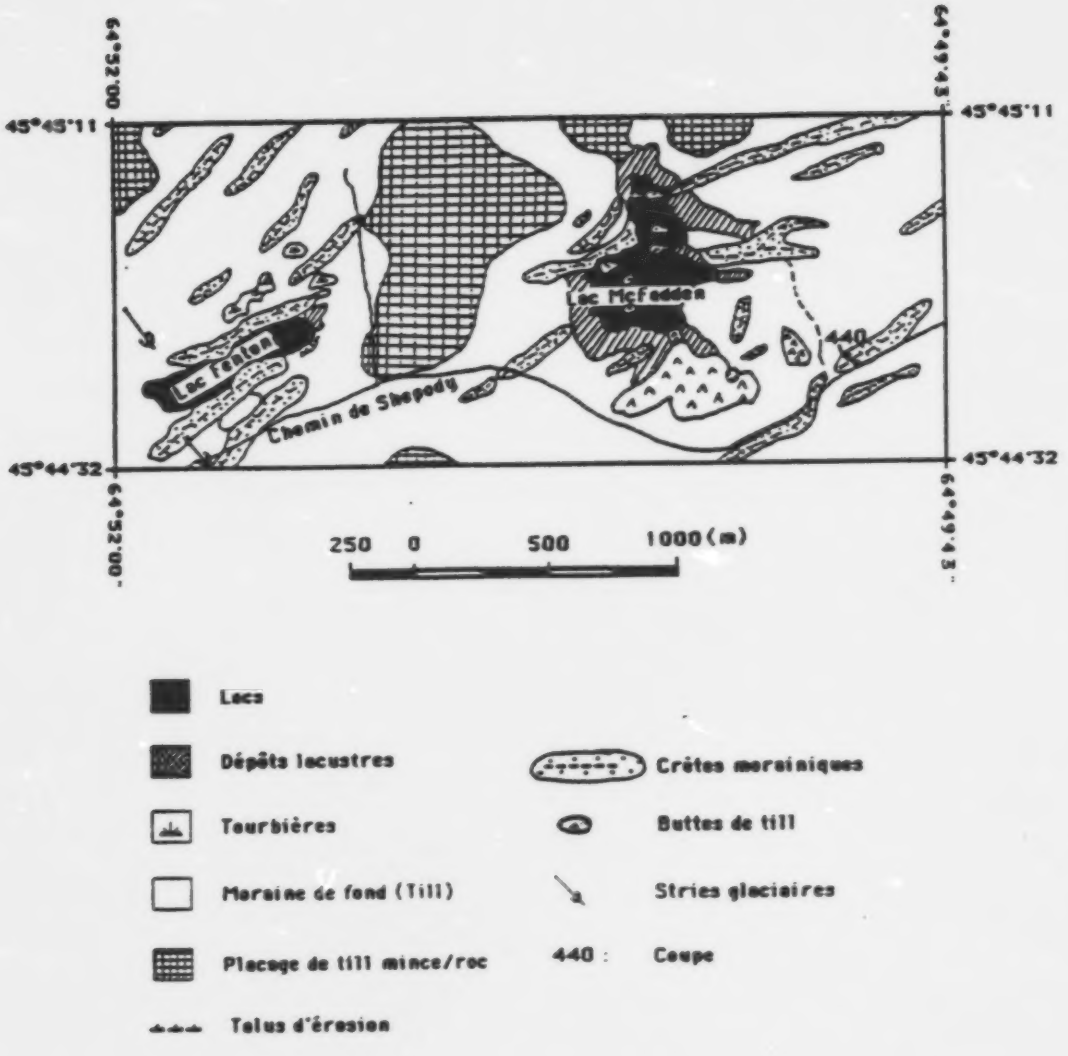


Figure 12 : Écorché géomorphologique des moraines mineures du lac McFadden (voir la localisation sur la figure 1.).

Dans le but d'éclaircir la nature de ces formes nous avons procédé à leur étude sédimentologique. À l'aide d'une rétro-excavatrice, nous avons dégagé trois coupes. Le till de fond s'est révélé être le faciès dominant, surtout dans la partie sud-est près du lac. Il est de couleur gris sombre lorsque non-oxydé et possède une texture silto-sableuse à graveleuse. Sa compacité diminue vers le sommet, où le till de fond fait place à des lentilles de till, qui présentent parfois des structures en écailles.

D'autres cordons morainiques, en périphérie du même lac et ailleurs au nord-ouest, contiennent des blocs subanguleux, coiffés par endroit d'un till d'ablation et d'un placage de sable. En surface, la matrice des tills, dans la plupart des cas, semble avoir été délavée par l'action des vagues et des eaux météoriques, ou encore par les eaux de fonte glaciaire.

Il est difficile d'établir de façon absolue le mode de mise en place de ces moraines puisque les faciès varient d'une crête à l'autre. Parmi les faciès autres que le till de fond, on retrouve le till d'ablation et le till de fusion, qui ont déja été observés dans d'autres types semblables de moraines mineures (Boulton, 1971 et Shaw, 1979).

Des structures en écailles et des déformations en certains endroits, dans les moraines, traduisent une mise en place du till par une glace active (Lundqvist, 1969 et Minnel, 1977). En effet, à la coupe 440 (fig.12), la fabrique du till et les structures sédimentaires indiquent un écoulement compressif de la glace vers l'ESE et vers le SE. Les blocs subanguleux coiffant certaines crêtes seraient attribuables à un till d'ablation délaissé dans des crevasses ou tout simplement lors de la décrépitude locale (Aario, 1977).

La morphologie de ce complexe de moraines mineures est le principal critère permettant d'affirmer qu'il s'agit de moraines dites côtelées (Cowan, 1968) ou de Rögen (Hoppe, 1952). Elles correspondent bien à la description faite par Rampton et Paradis (1981), dans ce secteur des Calédoniennes.

Les moraines côtelées du lac MacFadden indiqueraient un retrait de la glace vers le NO, sur le plateau calédonien, et suggèrent que ces crêtes ont été modelées en partie par une glace active.

4.2 - Unité 1 (a) - Le till de fond

- Couleur et distribution granulométrique

Le till de fond possède deux couleurs caractéristiques, selon l'endroit où il affleure. Le till de fond, localisé en bordure et sur le plateau des Calédoniennes, a une teinte bleu-gris (2.5 Y 7/2) en coupe fraîche et grisâtre lorsqu'il est sec. Les tills affleurants sur les roches du Carbonifère sont de couleur brune rougeâtre (5 YR 5/4) à brunâtre (7.5 YR 5/4). Les tills sont compacts, localement carbonatés et montrent souvent une fissilité.

Leur texture s'avère différente selon qu'ils proviennent du plateau des calédoniennes ou des régions avoisinantes. Les études granulométriques, qui suivent utilisent deux modes de représentation graphique, soit 1) le diagramme triangulaire de Folk (1968) qui permet de discuter de la relation

entre deux domaines locaux et deux domaines régionaux, et 2) la courbe granulométrique, qui permet de calculer les paramètres sédimentologiques des tills et aussi d'identifier deux domaines texturaux.

Dans le premier cas, on tente tout simplement de savoir si l'enveloppe granulométrique locale des tills analysés s'insèrent dans l'enveloppe de texture régionale des tills appalachiens proposé par Scott (1976). Malgré le nombre réduit d'échantillons analysés (N=14), il est possible de distinguer deux domaines texturaux. Dans le système rudite-arénite-lutite, les distributions granulométriques des tills du plateau correspondent à des graviers sablo-limoneux (Folk, 1968). Par contre, la texture des tills reposant sur les formations du Carbonifère est sableuse et limono-graveleuse (fig.13). Le till du plateau est donc plus grossier que le till du "Carbonifère" (Seaman, 1986).

L'étude des matrices, dans le système sable-silt-argile, révèle aussi deux domaines granulométriques (fig.14). La texture des tills reposant sur le substratum du Carbonifère s'apparente à celle des tills analysés en Nouvelle-Écosse par Scott (1976). En fait, pratiquement toutes nos analyses démontrent que l'on est en présence d'un till à texture "néo-écossaise". Ceci s'expliquerait par la présence d'affleurements de grès fin et de shale du Carbonifère supérieur, identiques à ceux de la Nouvelle-Écosse. L'attrition de ces roches tendres permet d'atteindre rapidement la taille d'usure minimale, qui est celle des sables fins.

D'autre part, il est intéressant de constater que la texture des tills du plateau s'écarte de l'enveloppe granulométrique des tills appalachiens (fig.12). Les tills du plateau sont silto-sableux à cause des affleurements de granites, de granodiorites et de tonalites alors que l'ensemble des tills appalachiens est silto-argileux (Scott 1976).

- Courbes granulométriques et paramètres sédimentologiques des tills.

Bien que certains tills renferment des blocs, la taille moyenne des éléments grossiers demeure de la taille du caillou (64 < x< 256 mm) pour le till des Calédoniennes et du gravier (4 mm < x < 64 mm) pour les autres tills. Aussi, conformément aux analyses usuelles en sédimentologie, la limite des éléments grossiers, pour la distribution granulométrique, a été fixée au tamis de 8 mm (Dreimanis et Vagners, 1971), ce qui permet de comparer les résultats avec d'autres auteurs qui emploient déjà cette approche. Les paramètres sédimentologiques, calculés à partir des courbes granulométriques, sont présentés au tableau 3.

Aux figures 15 et 16 , les échantillons de till analysés (n=14) présentent des courbes granulométriques sinueuses et polymodales. L'inflexion des droites, au niveau des arénites, et l'étalement de cette classe, reflètent leur mauvais classement. Les échantillons grossiers Mac 1 et Mac 2, à la figure 15, proviennent de tills ayant été affectés par des processus de remaniement lors de leur sédimentation, ou de tills de fusion à la base (melt out). La courbe de l'échantillon 394b, sur la figure 16, déroge de la courbe enveloppe car le till est silto-argileux et repose sur les grès fins de la Formation de Maringouin.

La moyenne graphique calculée pour l'ensemble des tills de fond du plateau varie entre - 0.6 et 4.47 ø, soit des sables très grossiers aux silts grossiers, avec une valeur moyenne de 1.5 ø, qui correspond à des sables moyens. L'écart entre ces valeurs provient de l'hétérogénéité du substratum rocheux des Calédoniennes (schistes et granites).

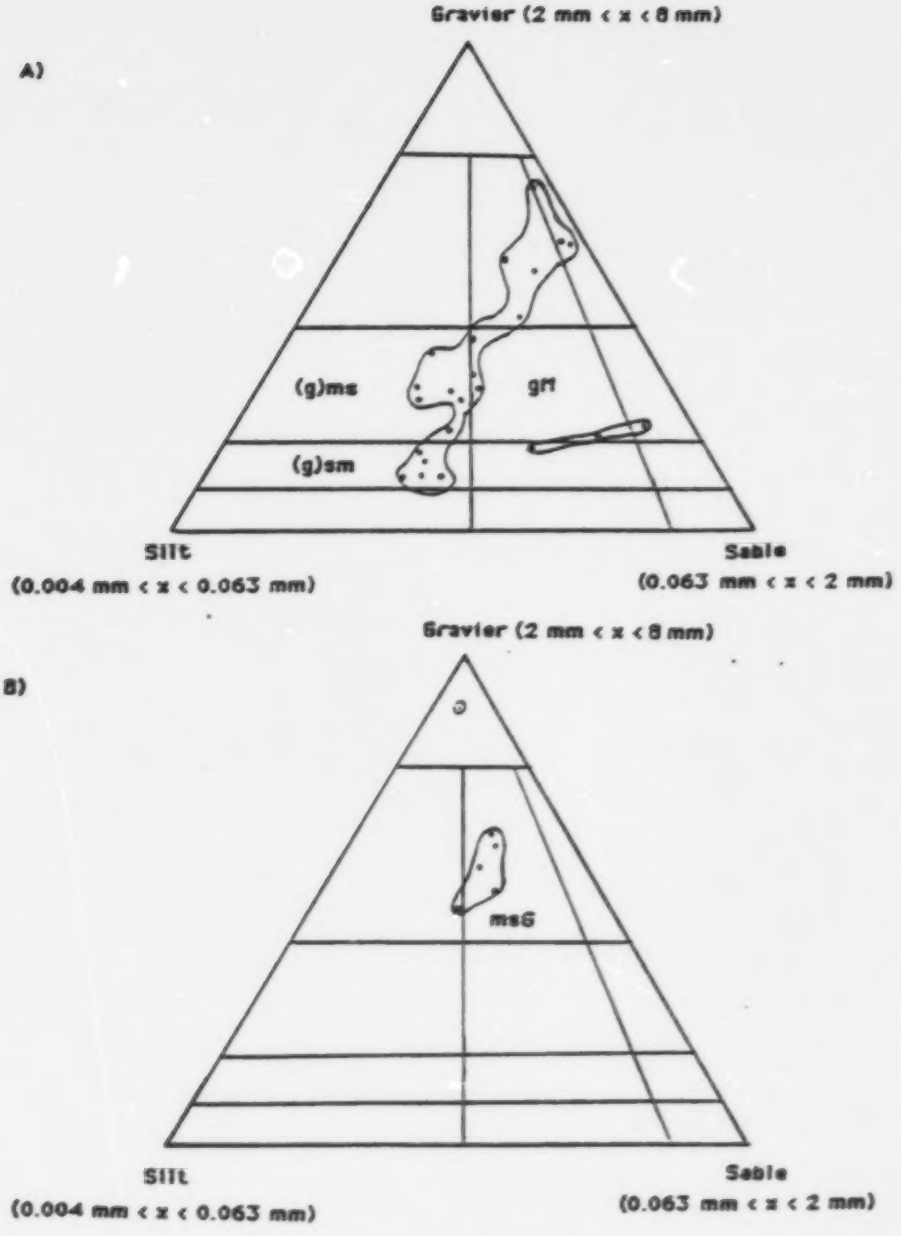


Figure 13: Diagramme ternaire de la distribution de la matrice des tills, dans le système Gravier-Sable-Silt (Folk, 1968).

A) sur le substratum du Carbonifère (n=23)

B) sur le substratum des Calédoniennes (n=6)

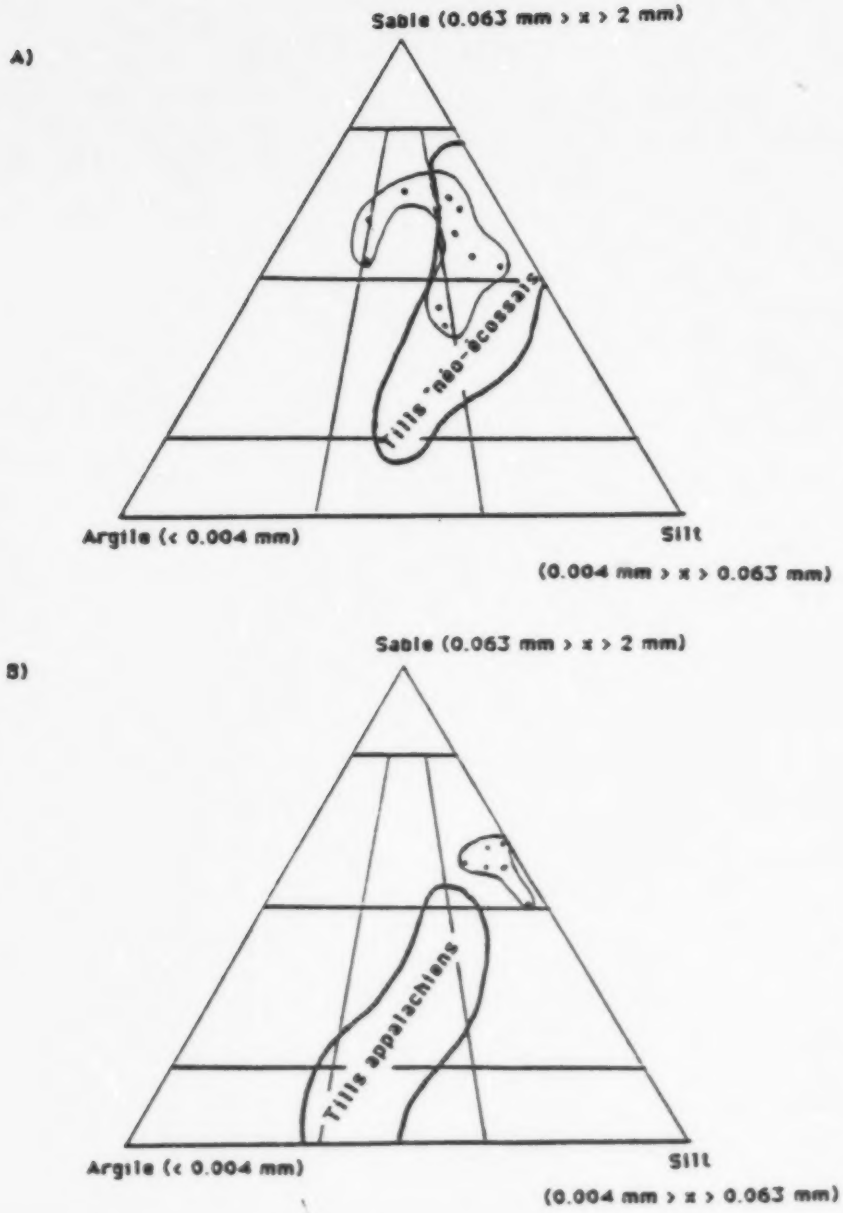


Figure 14: Diagramme ternaire de la texture des tills (limites de Scott, 1976)

A) sur le substratum du Carbonifère (n = 10

B) sur le substratum des Calédoniennes (n = 6

Le coefficient de classement, pour tous les tills étudiés (N=14), est exprimé par la déviation standard inclusive, σ_i. Celle-ci varie entre 1.63 ø et 5.82 ø, avec une moyenne très élevée de 4.43 ø. Cette valeur élevée s'accorde néanmoins avec les valeurs généralement obtenues pour des tills (Sugden et John, 1976). La matrice de ceux-ci est donc très pauvrement classée.

Le coefficient d'asymétrie, Sk_i, oscille entre - 0.17 et 0.64, pour une moyenne de 0.24. La distribution est ainsi déviée vers les particules fines. L'examen de la figure 17 montre que les tills gris "calédoniens" ont une distribution proche de la symétrie contrairement aux autres tills, à l'exception de l'échantillon 394b. La déviation de la courbe granulométrique vers les particules fines, pour ces autres tills, serait plus liée à la nature du substratum rocheux, en l'occurence les formations détritiques du Carbonifère, qu'à la maturité du till.

La relation entre le coefficient d'asymétrie sk_i et la moyenne graphique inclusive (Sk_i/Mz) permet donc d'identifier un domaine textural restreint pour les tills "calédoniens", ce que ne permettent pas vraiment les rapports σ_i/Mz et ^{kg}/Mz présentés à la même figure. L'échantillon Mac 2, qui déroge du domaine, est aussi issu d'un till gris "Calédonien". Il a été pris à proximité des moraines du lac MacFadden. Il s'agit probablement d'un till de fusion (?), et c'est ce qui expliquerait son écart par rapport au domaine précité. Le coefficient de kurtosis graphique (Kg) varie entre les valeurs de 0.49 et de 1.42 (à l'exception de l'échantillon Mac 1, dont la valeur est de 3.65) soit de très platykurtique à leptokurtique, avec une valeur moyenne de 0.87, soit platykurtique. Ces valeurs de Kg reflètent la présence de plusieurs modes granulométriques et un meilleur classement des extrémités de la courbe.

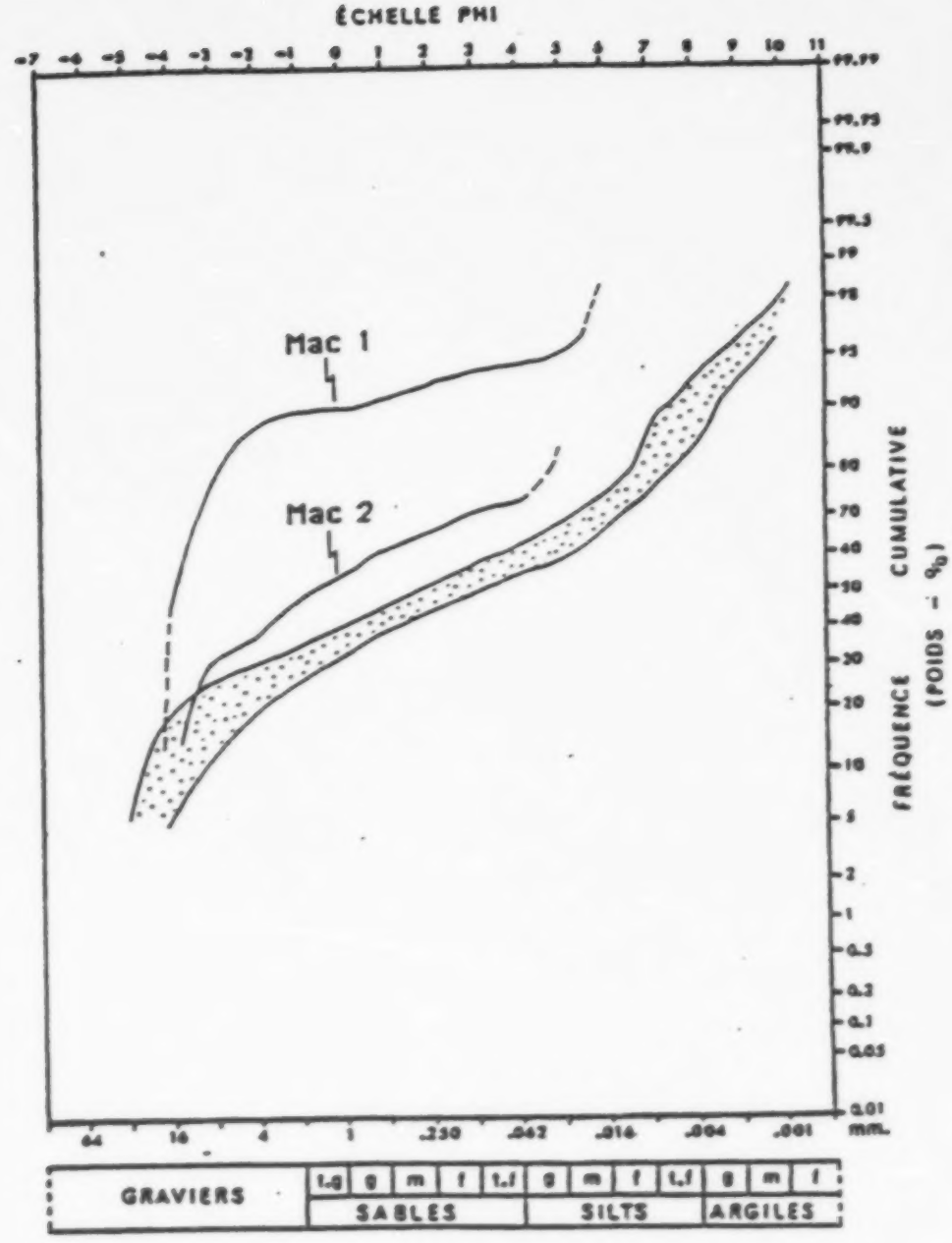


Figure 15 Courbe enveloppe des tills gris "calédoniens"

Mac 1 et Mac 2: tills de fusion (?) de la region du lac McFadden (voir texte, p. 46)

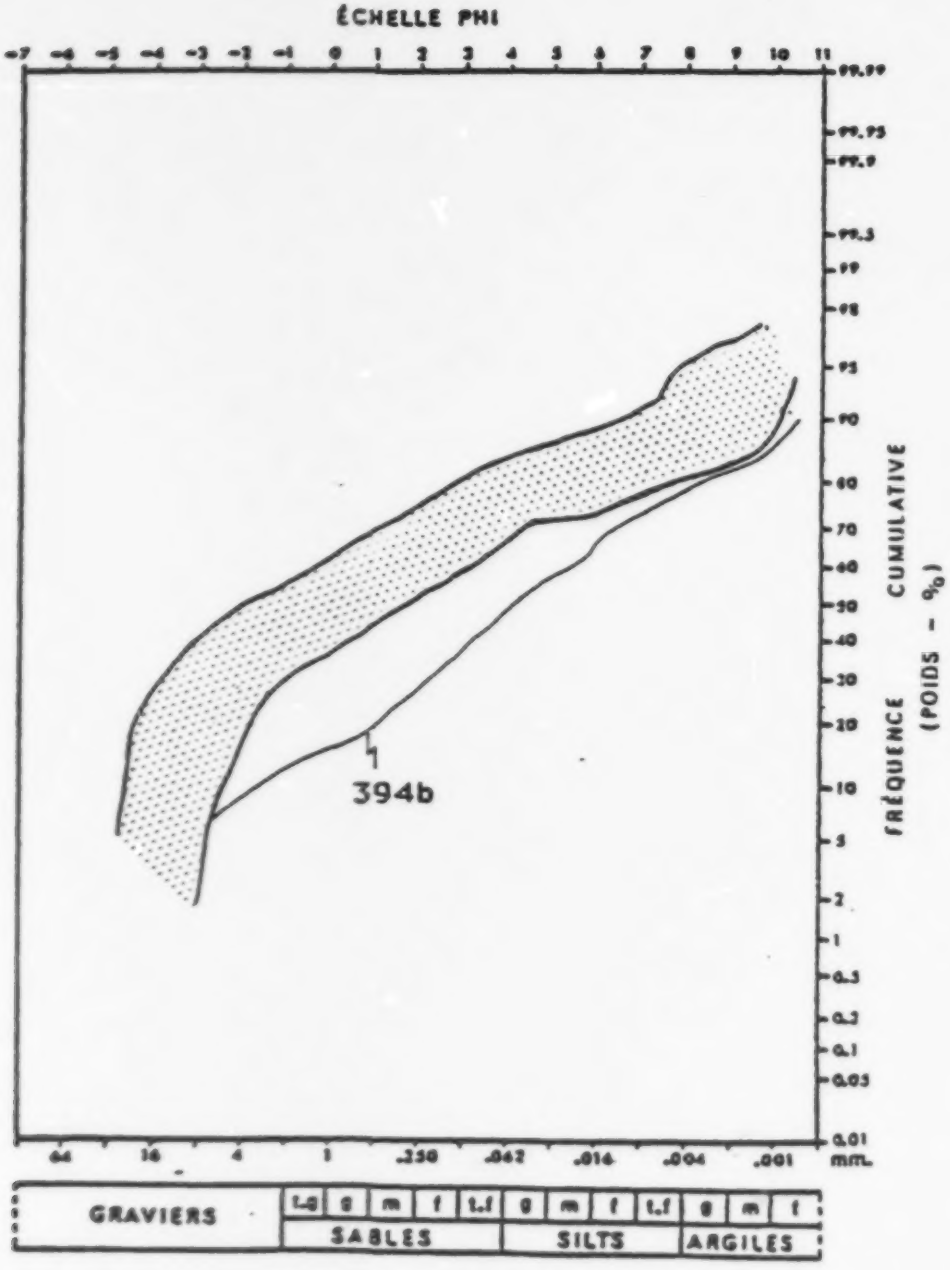


Figure 16 Courbe enveloppe des tills du substratum carbonifère (7 échantillons)

394b: till inférieur de la coupe 394 à Harvey Bank (voir texte p. 46)

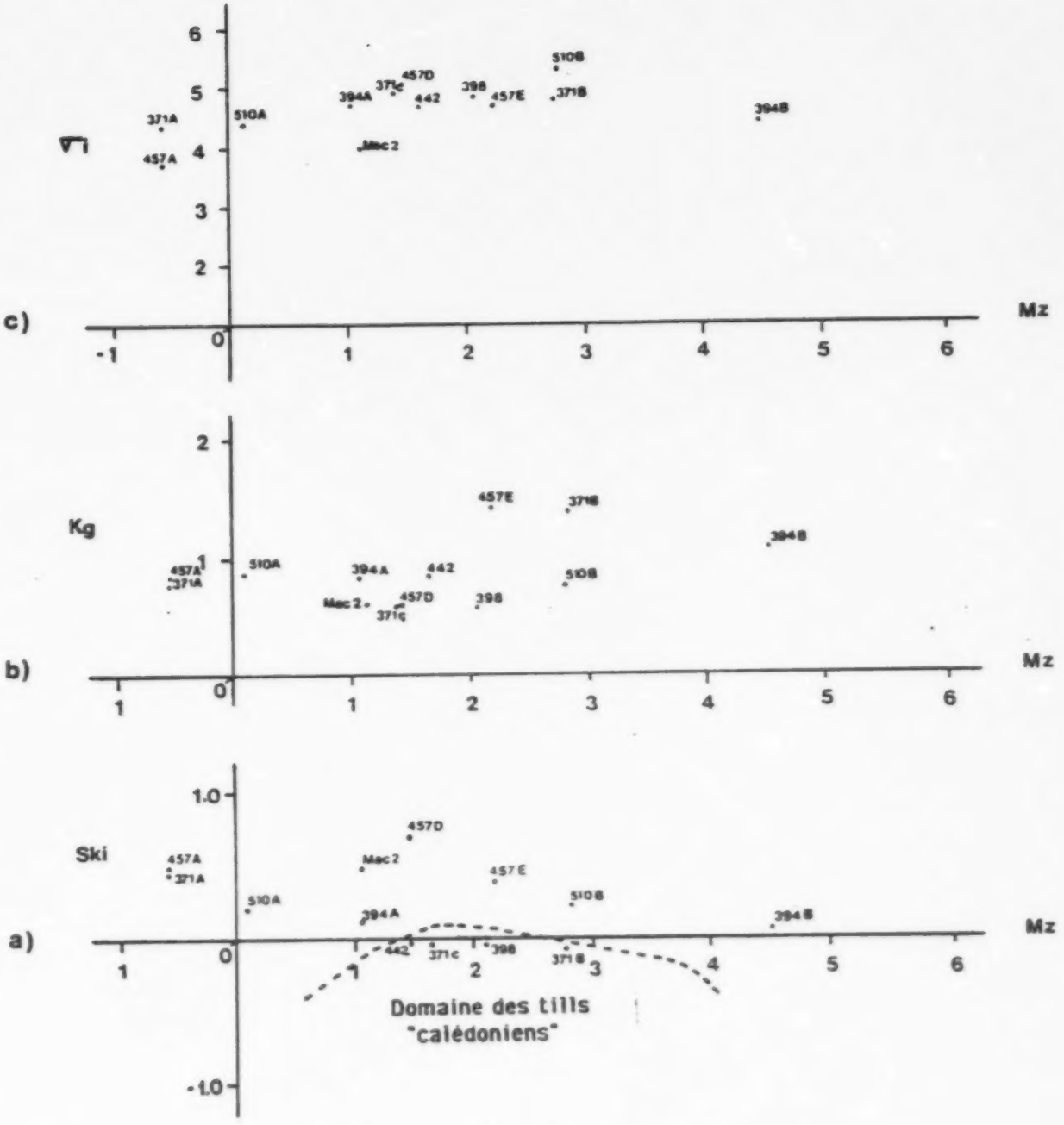


Figure 17 Variation des coefficients: a) de symétrie (Ski), b) d'angulosité (Kg) et c) de classement (σ_I), en fonction de la moyenne graphique (Mz)

Tableau 3. Paramètres granulométriques de quelques tills

Échantillons	Md	Mz	i	Sk i	Kg
394 A	1.00	1.03	4.75	0.12	0.81
394 B	4.10	4.47	4.41	0.03	1.01
457 A	-1.80	-0.60	3.85	0.52	0.85
457 D	0.25	1.45	5.09	0.64	0.67
457 E	0.60	2.23	4.63	0.45	1.42
371 A	-2.00	-0.60	4.42	0.48	0.75
510 A	0.00	0.13	4.45	0.20	0.86
512 B	1.70	2.77	5.33	0.23	0.74
396	2.30	2.10	4.93	-0.02	0.63
442	1.80	1.60	4.73	-0.01	0.80
Mac 2	-0.90	1.15	4.04	0.49	0.61
371 B	3.00	2.77	4.85	-0.04	1.40
371 C	1.65	1.42	4.93	-0.01	0.59
Mac 1 *	-4.00	-3.63	1.63	0.09	3.65

* Apparaît sur la courbe granulométrique seulement

En somme, les études précédentes nous permettent de distinguer deux nappes de till: un till gris sableux, limono-graveleux d'origine "calédonienne" que l'on retrouve surtout sur la bordure sud du plateau, et un till rouge originaire du substratum carbonifère, qui surmonte le till gris, et que l'on a identifié à la coupe de la rivière North (fig. 11).

4.3 - Faciès géochimique du till de surface

L'analyse géochimique des matrices de till est un complément à la cartographie des dépôts meubles. Elle a pour but de documenter la stratigraphie du Quaternaire en mesurant la teneur relative des éléments contenus dans les différentes nappes de till. L'analyse géochimique peut aussi contribuer dans certains cas à préciser le transport glaciaire et à détecter des anomalies minérales apparues lors de l'abrasion du substratum rocheux.

Cette étude a été menée en collaboration avec le Ministère des Ressources Naturelles et de l'Énergie du Nouveau-Brunswick (MRN&E). Les données proviennent soit des laboratoires du Ministère (pour les éléments Cu, Pb, Zn, Mn, Fe, Co, Ni, Ag, V et Sb), soit du laboratoire Chemex Labs Ltd. (Au, Ag, As, Hg et Sb; commandite du MRN&E).

Le Ministère a également fourni un support logistique pour l'échantillonnage du till en profondeur. L'utilisation d'une rétro-excavatrice a facilité l'opération et a permis de suivre une grille de collecte à intervalle moyen de 1 échantillon au 4 km^2, mais essentiellement le long des routes et des chemins. Cette grille a été réduite à 2.5 km^2 dans le secteur situé au nord du Parc National de Fundy, à la suite de la découverte de débris minéralisés de cuivre (voir annexe C).

Au total, 156 échantillons de till ont été analysés. Les données obtenues ont subi un traitement statistique, à l'aide de programmes informatiques disponibles à l'UQAM. Ceci a permis de faire ressortir des anomalies minérales. La figure 18 est une carte synthèse des teneurs anomales, en éléments, des matrices de till pour le comté d'Albert. Les concentrations de chaque élément des divers échantillons de till, la méthode utilisée pour déterminer les anomalies, leur signification, ainsi que leurs coordonnées ont été reportées à la fin du mémoire (Annexe D, E et F).

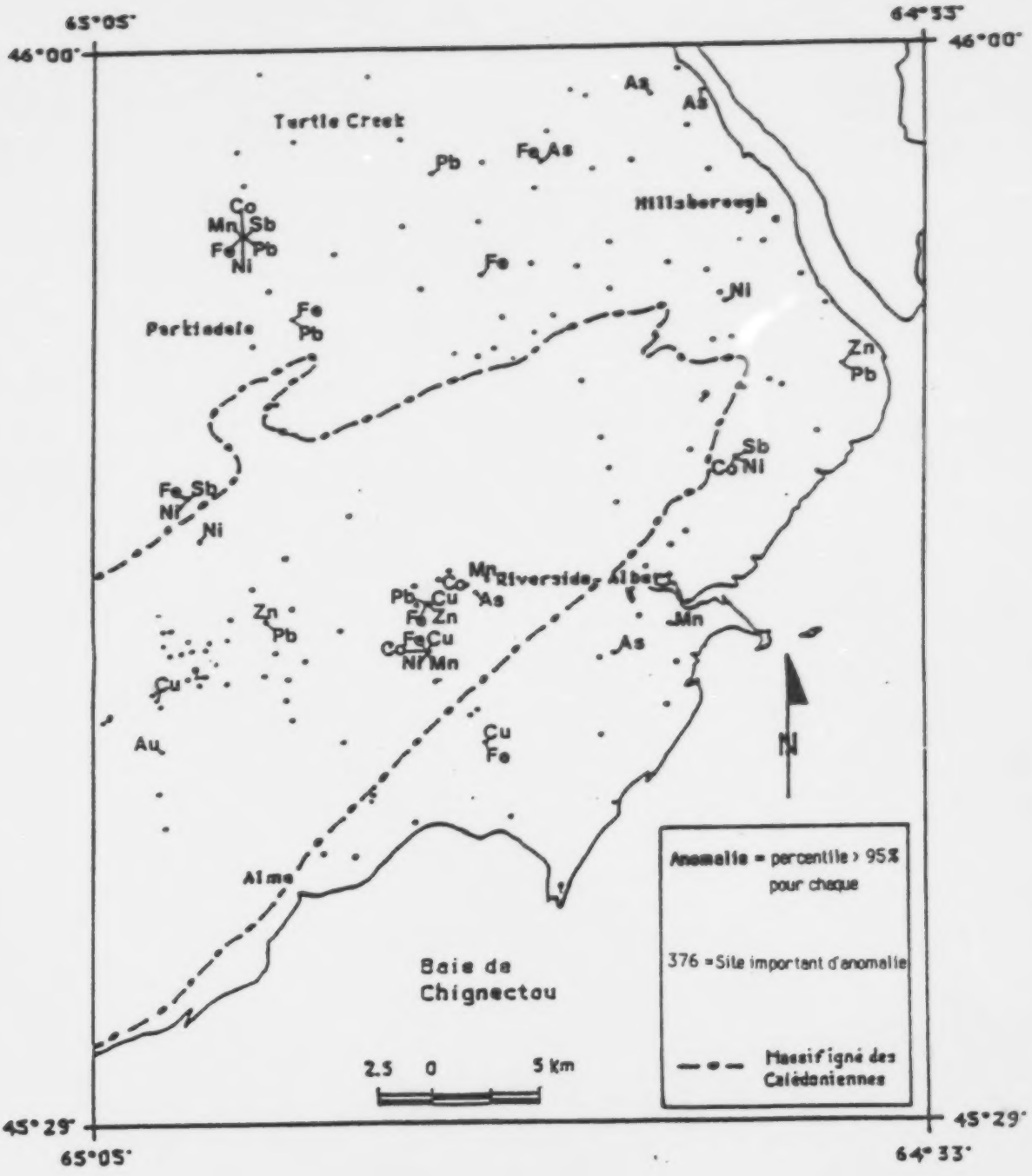


Figure 18 Carte synthèse de la dispersion des paramètres géochimiques anomaux (Au, Sb, Mn, As, Zn, Fe, Pb, Ni, Co et Cu dans les matrices de till du comté d'Albert.

4.4 - Dispersion glaciaire dans le till de surface

Le passage des glaciers sur le substratum entraîne la mobilisation des sédiments ou des débris rocheux qui sont susceptibles d'être transportés sur des distances variables selon leur mode de transport et de s'accumuler à la base du glacier pour former le till de fond (Holmes, 1941, Boulton 1974 et 1978).

Cette section présente une étude sur la dispersion glaciaire dans le till de surface. L'objectif poursuivi est de montrer l'utilité des comptages pétrographiques du till dans la détermination des paléo-écoulements glaciaires.

Dans cette étude, les comptages ont été effectués sur 55 échantillons de till de surface afin de connaître le % relatif de chacune des lithologies en présence. Le % des roches indicatrices extraites de ces comptages nous indique la trajectoire "résultante" qu'elles ont suivie depuis leur région source, soit leur transport total. La quantité par comptage varie selon la taille des éléments choisis: entre 30 et 50 éléments pour les blocs et entre 50 et 100 pour les galets et les graviers.

Dans cette étude, les figures 19, 21 et 24 montrent des sites de comptage et des pourcentages pétrographiques associés à quatre natures lithologiques différentes. Il s'agit des galets ignés des monts calédoniens, des shales noirs de la Formation d'Albert, des calcaires du Groupe de Windsor, et des grès et des conglomérats du Carbonifère inférieur.

- Les galets ignés "calédoniens"

L'étude démontre que les roches ignées (granites, volcanites et tonalites) du plateau calédonien sont bien représentées dans le till régional. Qu'il s'agisse de blocs ou de graviers, ces éléments ont voyagé sur une distance parfois supérieure à 10 km vers le nord depuis leur zone d'affleurement (fig.19). D'autres analyses de till montrent une forte concentration des roches ignées dans les vallées et un appauvrissement sur les interfluves. Le till localisé dans les vallées des rivières Turtle Ouest et Est et celle de Stoney Creek, qui débouchent vers le nord, renferme une forte proportion de débris ignés. Des blocs de tuff et d'autres volcanites, dont les diamètres mesurent plus de 25 cm, ont été retrouvés dans le till et à sa surface à la limite nord des villages de Turtle Creek et de Steeves Mills.

Il est difficile d'évaluer la limite de l'extension de la glace vers le N. La route 910, qui s'étend d'ouest en est, depuis Turtle Creek jusqu'à Weldon (fig. 2), correspondrait donc approximativement à la limite d'extention du transport vers le nord, déduite à partir des sites de stries. Rampton et Paradis (1981) ont mentionné la présence de blocs erratiques ignés "calédoniens" au nord de Turtle Creek. Selon eux, ces erratiques auraient pu être transportés vers le N aussi bien par voie fluviale que glaciaire.

Mentionnons que les comptages effectués sur les roches ignées de taille inférieure à 6 cm sont peu représentatifs du transport glaciaire, puisque les conglomérats régionaux renferment des éléments de même taille en grande quantité, notamment la Formation d'Enragé et la Formation d'Hillsborough.

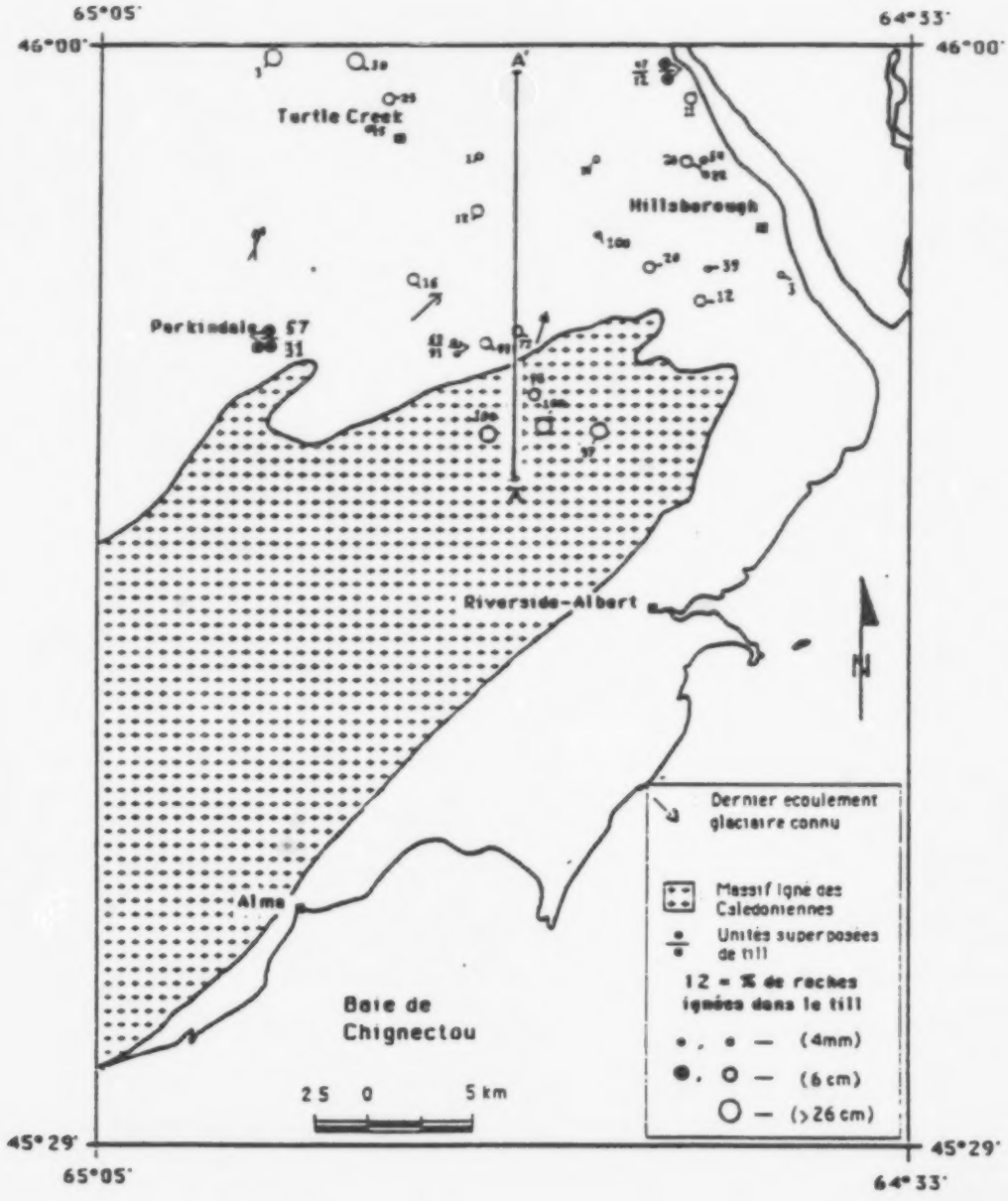
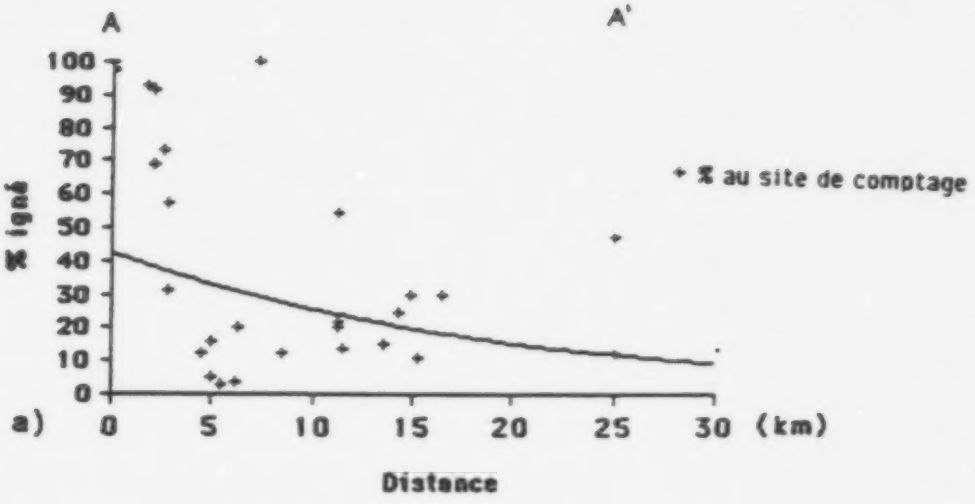


Figure 19: Transport glaciaire des roches ignées calédoniennes, selon la coupe A - A' (voir figure 20)

Selon Krumbein (1933 et 1937), la relation entre la proportion d'un indicateur pétrographique ayant subi un transport glaciaire et son lieu d'affleurement s'exprime par une fonction exponentielle négative. Les figures 20a, 22a; 23a et 25a permettent de voir cette relation pour différentes natures lithologiques analysées. À la figure 20a, l'abscisse représente la distance en kilomètre qui sépare le site de comptage de la zone d'affleurement et l'ordonnée indique le % de la roche indicatrice dans le comptage pétrographique d'un échantillon de till. Les figures 20b, 22b, 23b et 25b reflètent la même méthode, en utilisant cette fois-ci l'échelle logarithmique pour les % de roches indicatrices.

Pour la dispersion des roches ignées, la résistance à l'abrasion de ces fragments en relation avec la distance de transport se traduit par une courbe exponentielle dont l'inclinaison est relativement peu accentuée (figure 20a). La décroissance du % des fragments ignés est donc faible par rapport à cette distance de transport.

Outre la dureté des roches ignées, il y a aussi la possibilité d'avoir une surabondance de ces roches dans le till, lorsque les roches sédimentaires environnantes, qui en contiennent une grande quantité, sont soumises à l'érosion glaciaire. Elles viennent alors s'ajouter à celles déjà présentes dans le till, ce qui a pour effet de maintenir un "bruit de fond" dans l'axe de la dispersion glaciaire et atténue donc la décroissance exponentielle des galets ignés avec la distance de transport.



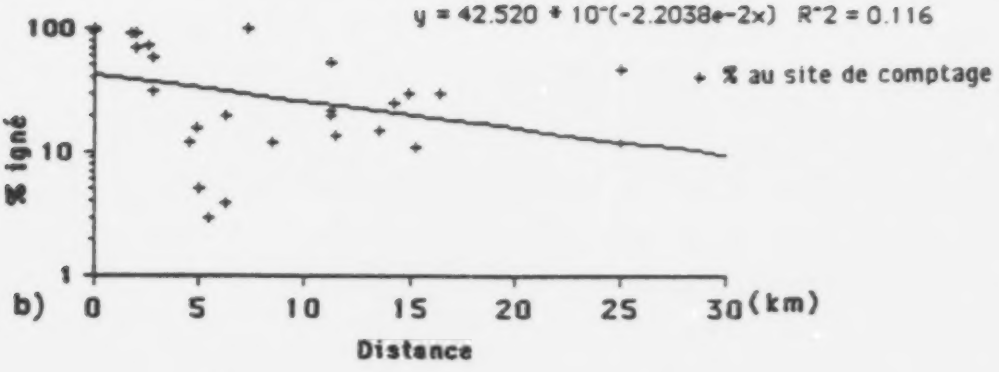


Figure 20 Distribution des galets ignés en fonction de la distance de la zone présumée d'affleurement
A) Distribution exponentielle
B) Distribution logarithmique

- Les shales noirs de la Formation d'Albert

Tel que montré à la figure 21, les shales noirs de la Formation d'Albert affleurent près du contact nord des monts Calédoniens, le long d'une faille majeure orientée SO/NE. Des blocs et des galets ont été comptés dans des coupes de till situées dans la vallée de la rivière Tortue Ouest, près de Rosevale et de Berryton, . L'étude indique une présence "limitée" des shales dans le till après une distance de 1.5 km depuis la source. On passe rapidement de 70 % de shale à 5 % en moins de 1 km. Aussi leur proportion dans le till diminue-t-elle rapidement en raison de leur faible résistance à l'usure et au broyage sous-glaciaire. De plus, les chances que ce matériel soit broyé sont augmentées par la présence d'une schistosité dans les shales.

- Les calcaires du Groupe de Windsor

Des débris de calcaire algaire (McLeod, 1979) qui proviennent des synclinaux d'Hillsborough et d'Albert Mines ont été repérés à plus de 4 km au SSO de leur zone d'affleurement. À cet endroit, le pourcentage des fragments de calcaire dans le till atteint 2 % (fig. 21). La dispersion et la décroissance du pourcentage s'effectue en étroite relation avec l'orientation des marques d'érosion glaciaire, soit en direction du SSO.

On note aussi la présence d'un autre affleurement de calcaire près de Riverside Albert qui se traduit par une hausse du % sur la courbe (fig. 23c) Ces pourcentages n'ont pas été retenus pour tracer la courbe de dispersion en fonction de la distance faute d'un nombre suffisant de comptages et parce que l'interprétation des fonctions exponentielles et logarithmiques

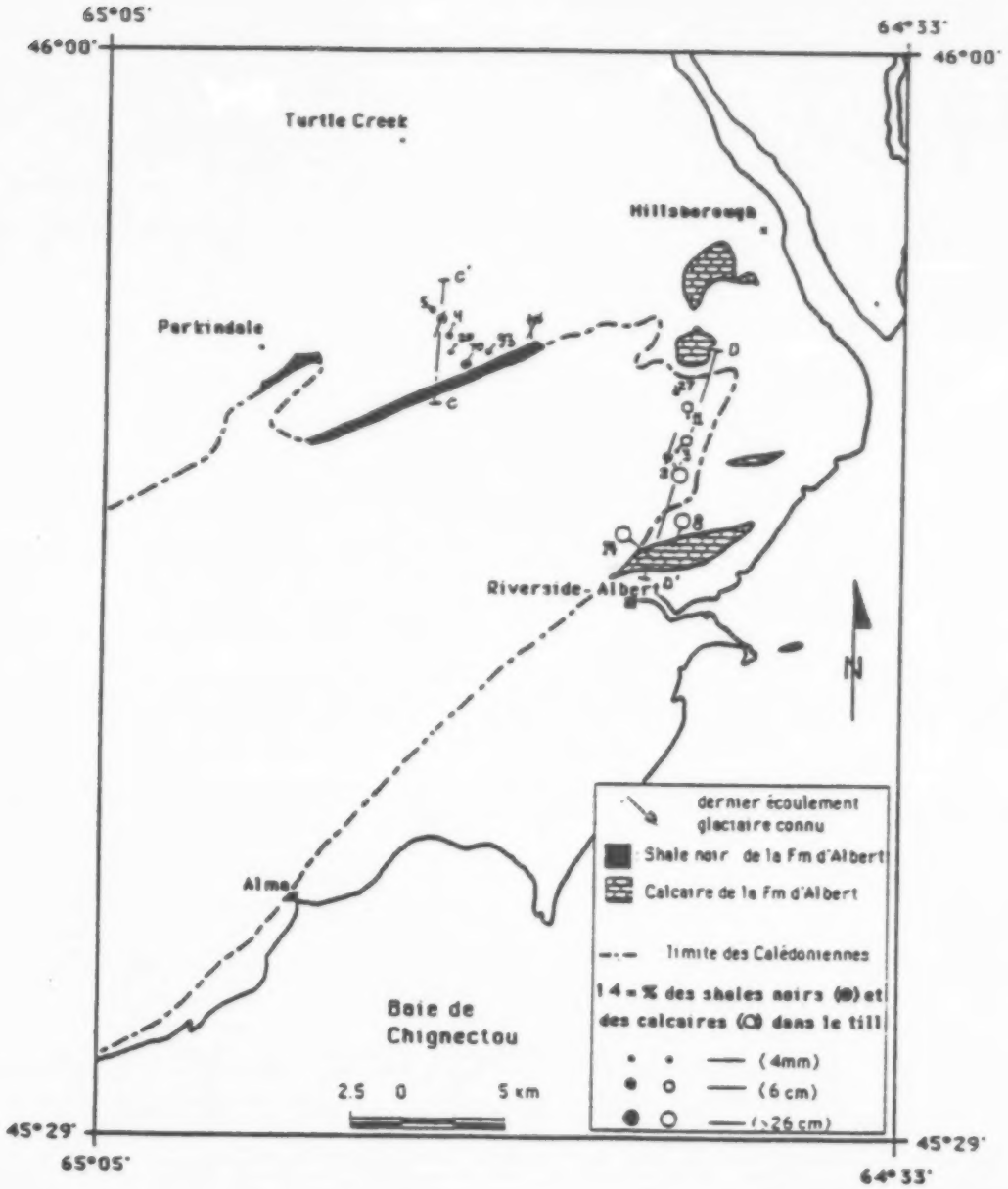
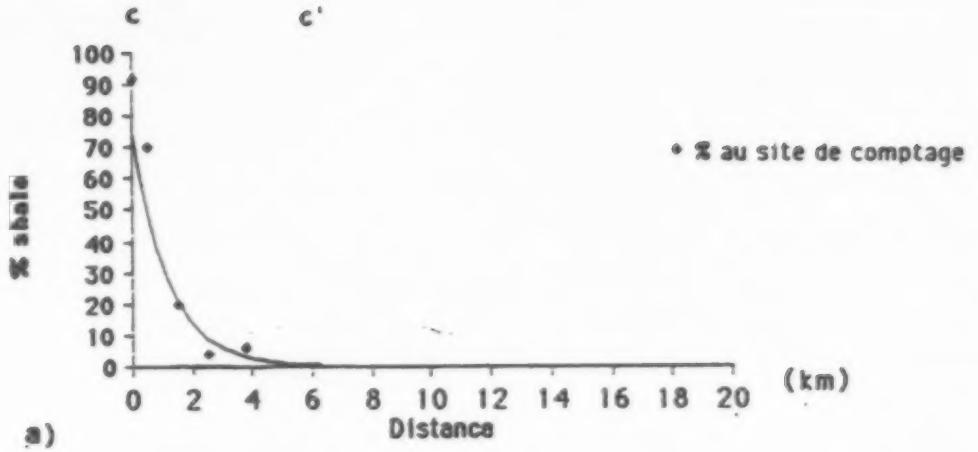


Figure 21 : Transport glaciaire des shales noirs de la Formation d'Albert et des calcaires du Groupe de Windsor, selon les coupes C-C' et D-D' (voir les figures 22 et 23)



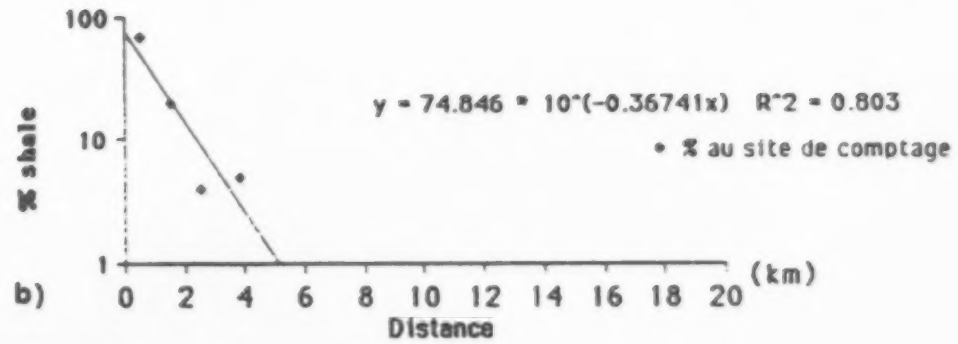


Figure 22 Distribution des shales noirs de la Formation d'Albert en fonction de la distance de la zone d'affleurement.
a) Fonction exponentielle
b) Fonction logarithmique

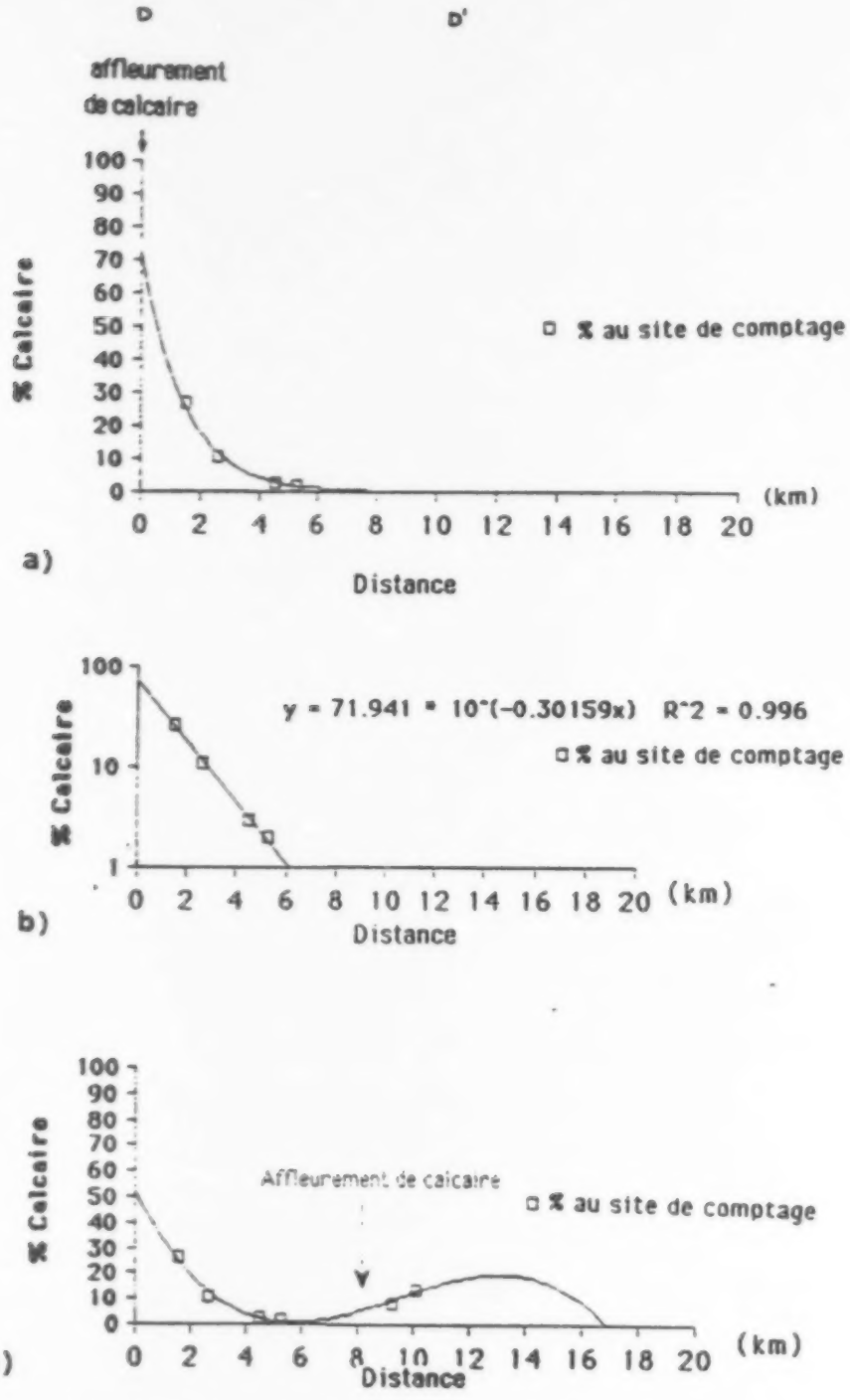


Figure 23 Distribution des calcaires du Groupe de Windsor en fonction de la distance de la zone d'affleurement.
a) Fonction exponentielle
b) Fonction logarithmique
c) Fonction polynomiale (voir texte)

aurait été faussée par une courbe exponentielle moins accentuée et par une droite logarithmique subhorizontale (fig. 23a et b). La fonction polynomiale permet néanmoins de juger de l'effet de la courbe lorsqu'on ajoute les deux comptages effectués à partir du dernier affleurement de calcaire au sud-ouest (fig. 23c). De la même façon que pour les shales, il y a une diminution rapide du % des fragments de calcaire dans le till en fonction de la distance à la zone d'affleurement. Ceci est causé, d'une part, par la faible résistance à l'abrasion glaciaire des carbonates, et d'autre part, par la légère dépression topographique que forme la ceinture de calcaire. Cette dépression offre peu d'emprise à l'érosion sous-glaciaire par rapport aux conglomérats proéminents qui entourent les synclinaux en question.

- Les grès et les conglomérats du Carbonifère inférieur

Des grès et des conglomérats marrons et gris, parfois rougeâtres, ont été identifiés sur le plateau des Calédoniennes (fig. 24). Ces fragments proviennent des affleurements de roches détritiques du Carbonifère inférieur, localisés au nord du massif igné. Ces roches occupent une bande de quelques kilomètres de large, qui s'étend du SO au NE, depuis Parkindale jusqu'à Hillsborough.

L'étude de la dispersion révèle une courbe de décroissance exponentielle modérée des fragments gréseux et conglomératiques selon la distance parcourue (fig. 25). Les valeurs diminuent depuis Parkindale, passant de 57 % à 6 % après 15 km de transport. Mais pour des sites différents, localisés à plus de 11 km de la source, les tills montrent une proportion de grès et de conglomérats variant de 3 à 24 %. Ceci implique vraisemblablement un

contrôle topographique de la dispersion glaciaire. Il est à souligner que le till est beaucoup plus rouge dans les dépressions orientées NNO-SSE, que sur les interfluves, notamment près de la rivière Haley et Broad, au nord du parc National de Fundy.

À cet effet, le site 483, localisé près de la rivière Broad (voir localisation en annexe), permet d'observer un till rouge reposant sur un affleurement strié de volcanite. Des "queues de rat" sur l'affleurement indiquent un écoulement vers le SSE (planche 1, no 3.). Également, le till affleurant sur certains versants de collines exposées vers le N, possède parfois une teinte rouge. C'est le cas du site 488 localisé à 2 km au sud-ouest du site 483 (voir annexe B) et où le till contient plus de 12 % de galets détritiques rouges (grès et conglomérats). Cette teinte découle de l'érosion des grès du Carbonifère inférieur et non d'une autre formation située sur le plateau calédonien. En fait, la seule lithologie du plateau, susceptible de colorer le till, est une mince bande de quartzite arkosique qui affleure dans la région du lac Square (Barr 1987), soit à environ 6 km au sud du site 483 et 488.

L'hypothèse qu'il s'agisse de traînées de till dans les vallées orientées dans le même sens que l'écoulement glaciaire est à considérer pour cette zone montagneuse. Prichonnet (comm. pers., 1989) arrive a des constatations semblables pour la région de Mont-Joli dans les Appalaches gaspésiennes.

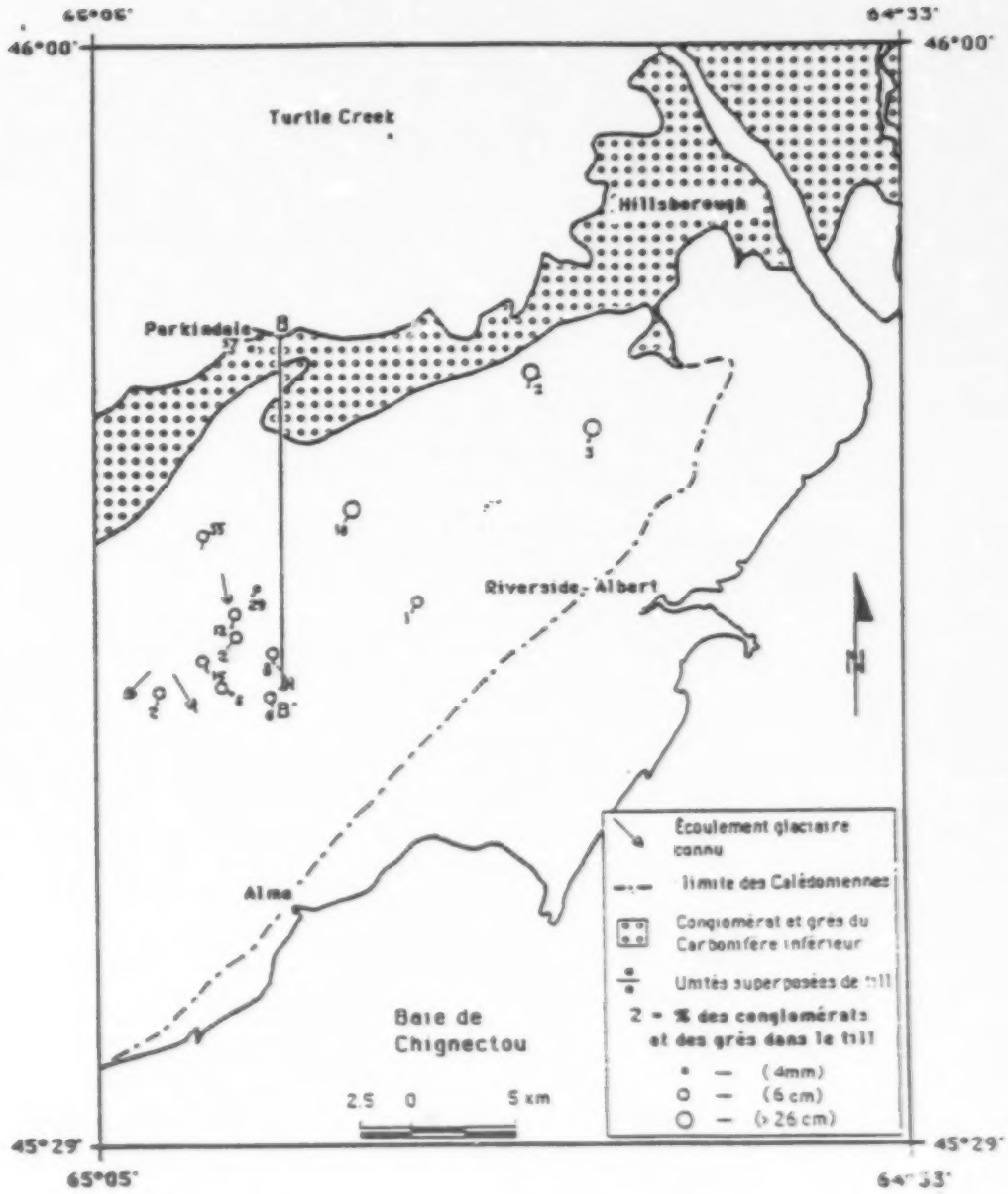


Figure 24 Transport glaciaire des conglomérats et des grès du Carbonifère inférieur, selon la coupe B-B' (voir figure 25)

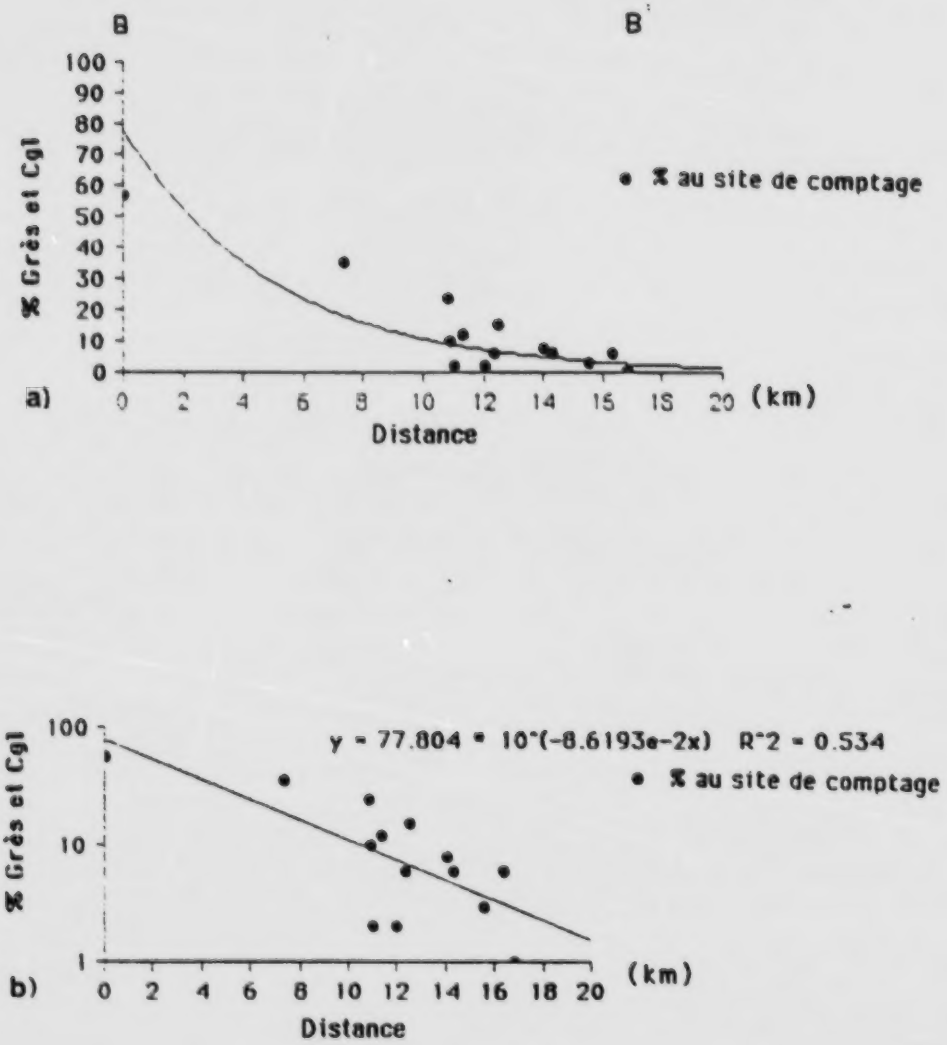


Figure 25 Distribution des conglomérats et des grès du Carbonifère inférieur en fonction de la distance de la zone d'affleurement
a) distribution exponentielle
b) distribution logarithmique

- Conclusion

Plusieurs trajectoires de transport glaciaire ont été déduites dans la zone d'étude à partir des comptages pétrographiques des tills: 1) les tills au nord du Parc National de Fundy ont révélé un contenu en grès et en conglomérats qui s'atténue du NNO au SSE et qui révèle donc un transport vers le SSE depuis le flanc nord des Calédoniennes; 2) les shales noirs de la Formation d'Albert et les galets ignés "calédoniens" confirment l'existence d'un paléo-écoulement vers le N pour la région de Berryton, de Steeves Mills et de Shenstone; et 3) les débris carbonatés provenant d'Hillsborough et d'Albert Mines ont été transportés sur une distance de 4 km par une glace qui s'écoulait vers le SSO.

4.5 - Analyse morphoscopique des galets de till

- Généralités

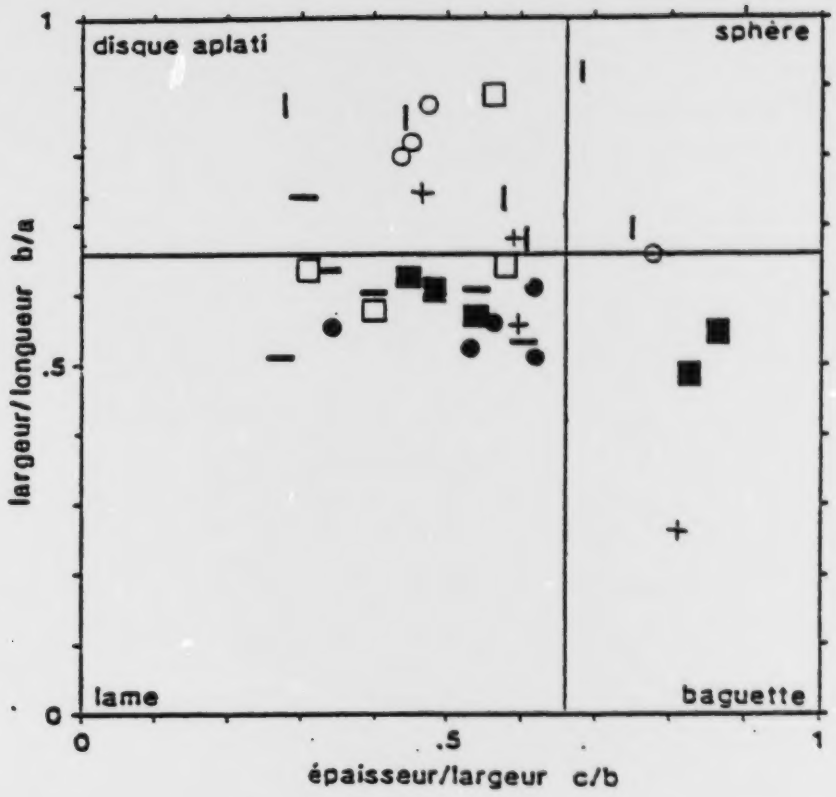
Une étude morphoscopique utilisant la méthode de Zingg (in Vatan, 1967 p. 116) et réalisée sur 25 galets et 5 blocs est présentée à la figure 16. Ces matériaux proviennent des tills qui affleurent en divers endroits sur la zone d'étude. Les galets ont été extraits de la matrice du till, soit en laboratoire, soit directement sur le terrain, à l'aide d'un tamis de 8 mm. L'échantillonnnage dans la coupe s'est effectué sur une surface qui se limitait à 50 cm de hauteur et 75 cm de largeur. Les échantillons ont été majoritairement prélevés aux endroits où les fabriques étaient mesurées.

Nous pouvons déduire les causes liées au façonnement des galets glaciaires d'après la dimension de leurs axes (Folk, 1968). Ces causes peuvent être associées aux propriétés physiques et chimiques du socle rocheux ou du manteau d'altération dont dérivent les galets (Wentworth, 1936, Feininger, 1971 et Boulton, 1978). Parmi ces propriétés, on note la forme initiale des éclats de la roche, les structures engendrées par les déformations (schistosité et fractures ...) et la dureté des minéraux qui constituent la roche. La distance de transport des galets dans le till est aussi un facteur responsable de leur forme (Holmes, 1960).

- Observation et interprétation des formes

Sur le diagramme de la figure 26, les galets de grès fins de la Formation de Maringouin ont une forme en lame et en baguette, en raison de leur nature tendre, de leur litage et des fracturations. Les autres grès du Carbonifère ont une forme en disque aplati commandée par un litage mince et cassant. Les calcaires du Groupe de Windsor ont des formes de lame et de disque aplati. Ce sont en majorité des galets tendres et émoussés, qui ont été facilement délogés du substratum rocheux à cause des joints affectés par la dissolution: ces joints déterminent, avec les plans de stratification, réseau de discontinuités habituelles aux calcaires.

La morphologie des galets de shale noir appartenant à la Formation d'Albert permet de les classer parmi les lames. L'effritement du substratum marqué par une forte schistosité en est probablement la cause. Il arrive qu'un de ces galets se présente en phase de rupture le long de ses propres plans de stratification, à la manière d'un jeu de cartes. Le galet apparaît alors comme légèrement déformé dans le till de fond.



+ Roches ignées "calédoniennes" (autres que volcanites)

● Volcanites "calédoniennes"

■ Grès rouges de la Formation de Maringouin

— Shales noirs de la Formation d'Albert

□ Calcaire du Groupe de Windsor

| "Fanglomérat" de la Formation d'Enragé

○ Autres Grès

Figure 26 Morphoscopie de quelques galets types de till

Les "fanglomérats" de la Formation Enragé sont issus de fragments durs, subanguleux à facettes orthogonales. L'abrasion glaciaire les transforme en sphère ou en disque aplati. Les cailloux granitiques des monts Calédoniens se classent dans les disques aplatis et les baguettes; la dureté des minéraux et le transport sous-glaciaire de faible durée sont probablement à l'origine de la conservation des arêtes irrégulières et peu émoussées des fragments. Au contraire, les volcanites du plateau, qui sont tendres et dont les affleurements se disloquent facilement, ont une allure en lame.

Il est à préciser que la forme en lame est appréciée pour les mesures d'orientation des galets de till. Aussi, pour éviter une surabondance lithologique (e.g. les volcanites) et une mauvaise reproductibilité des comptages pétrographiques du till, nous avons exclu du comptage tous les galets ayant servi aux fabriques.

4.6 - Faciès de till

- Le till de déformation

Il s'agit d'un till constitué d'éléments du substratum rocheux ou de sédiments meubles pré-existants, ayant été déformés et charriés le long de plans de cisaillement sur de faibles distances. Les éléments sont locaux, striés ou non, très anguleux et peu compacts. Ces caractéristiques observées répondent favorablement à la terminologie du till de déformation telle que proposée par Elson (1961), et plus récemment par Dreimanis (1989).

Ce till a été étudié à plusieurs endroits à la base de certaines coupes, mais ne constitue pas l'unité dominante de tous les dépôts superficiels cartographiés. Ainsi, à la base des coupes 510 et 38 et au site 11 (voir la localisation en annexe), des déformations glaciotectoniques de l'encaissement ont été observées. Dans les deux premiers cas, il s'agit de lambeaux décamétriques de strates gréseuses qui ont été charriés sur plusieurs mètres. La nature originale des éléments de ce till est conservée, ce qui en fait un critère de reconnaissance (Dreimanis 1978). Dans l'autre cas, au site 11, le glaciotectonisme consiste en une diaclase ouverte de 15 à 25 cm, remplie de till et dont l'une des lèvres est orientée N 269°/089° et l'autre N260°/080°. Le réseau de diaclases à cet endroit montre des joints (n=10) de 5 à 8 cm d'ouverture en moyenne. Le bloc déplacé a été identifié grâce à la concordance de l'orientation de la fracture principale N260°/080° avec le réseau local de fractures, qui est orienté N269°/089°, et suggère donc une contrainte glacio-tectonique s'effectuant vers le nord.

La puissance du till de déformation, localisé sur des roches compétentes comme le grès, peut être de 2 à 3 m, alors qu'elle n'est en général que de 50 à 70 cm pour un substratum composé de shales ou de schistes à chlorite. Ce till est surmonté par endroit d'un till de fond ou de colluvions.

- Unité 1 (b) - <u>Le till d'ablation</u>

Bien que faiblement répandue, cette unité est cartographiable et occupe 2.5 % de la superficie totale. C'est un diamicton lâche, grossier et constitué d'éléments anguleux laissés sur place à la suite de la fonte glaciaire. Ce sédiment a subi un transport englaciaire ou supraglaciaire, qui s'est terminé

le long de crevasses, ou à la marge de glaciers qui était en retrait ou en décrépitude (Flint 1971). Il peut être associé au "melt out till" de Dreimanis (1976).

Ce matériel a été identifié dans deux secteurs: au nord du lac MacFadden, associés aux moraines côtelées, (Seaman 1986) et le long du flanc sud des Calédoniennes, depuis le Parc National de Fundy jusqu'à la rivière North, à l'ouest de la coupe 371. Aux environs d'Alma, les dépôts apparaissent entre l'altitude de 38 et de 114 mètres, là où se fait la rupture de pente entre le plateau calédonien et son versant sud.

Le till d'ablation se distingue des colluvions par l'absence de stratification, par le mauvais classement, ainsi que par ses éléments peu façonnés. Il se différencie du till de fond par son aspect lâche, l'absence de fissilité et d'orientation préférentielle des axes des galets (sauf exception) et encore une fois par la forme des éléments.

- Le till d'écoulement (ou till flué)

Cette unité n'a pas été cartographiée spécifiquement, mais elle a fait l'objet d'études sédimentologiques dans certaines coupes où elle affleurait.

Le till d'écoulement peut être observé sur le flanc nord des Calédoniennes, à Shenstone et au sud, près de la rivière North (coupe 371). À Shenstone, le till se présente sous la forme de nappes diamictiques inclinées et plissées, qui s'intercalent dans des sédiments fluvio-glaciaires de type sable et gravier.

À la coupe 371, on a à une séquence de tills flués de plus de 3 m d'épaisseur, interstratifiés avec des sédiments glacio-aquatiques. En fait, ces sédiments se situent entre le till d'écoulement de Boulton (1968) et le till aquatique de Dreimanis (1976). Les tills ont l'allure de "nappes de gravité" diamictiques sablo-graveleuses, moyennement denses et déformées. Les galets sont bien striés et quelquefois enrobés de silt.

Les sédiments intertills sont également plissés et très déformés. Des failles normales et inverses sont visibles, ainsi que des figures de charge, formées par le délestage de cailloux ou par des courants de gravité, dans les sédiments fins à granoclassement inverse. L'ensemble du complexe atteste une sédimentation glaciaire en bordure d'un plan d'eau.

4.7 - Description des coupes à plusieurs unités stratigraphiques

Les coupes lithostratigraphiques 371, 394, 510, 457 et 201 qui montrent plus d'une nappe de till sont représentées aux figures 27, 28, 29 30 et 31. La distinction des diverses couches de till est rendue possible sur le terrain par leur couleur, leur texture et la nature de leur contact. Pour approfondir ces études préliminaires, des analyses sédimentologiques, tenant compte du contenu pétrographique et des mesures d'orientation des galets dans le till, seront présentées. Ces données serviront à émettre des hypothèses sur les écoulements glaciaires.

Les analyses pétrographiques qui suivent ont porté sur environ 1000 galets. La taille des éléments comptés ne dépasse pas 16 cm en moyenne. Pour des raisons déjà citées, les galets ayant servi à la fabrique n'ont pas été utilisés dans les comptages pétrographiques. Ces analyses permettent d'associer le contenu lithologique des tills au site où repose le substratum rocheux de même nature. La distance et la trajectoire parcourue par les débris glaciaires déterminent, dans bien des cas, le sens de l'écoulement glaciaire.

Aussi, l'orientation des axes de galets glaciaires (Holmes, 1960 et Lindsay, 1970) a été mesurée dans quelques coupes de till (N=25 à 50). La projection stéréographique de ces axes, qui sont reportés sur un canevas de Schmidt (hémisphère inférieur), est souvent utilisée pour déduire le sens des écoulements glaciaires (Boulton, 1971; Mark, 1973 et 1974 et Parent, 1987).

- La section 371

Cette coupe est située sur le versant sud-est des monts Calédoniens, à 3 km au sud de Brookville, près de la rivière North (fig. 43 hors texte). La puissance du dépôt est de 25 m.

L'analyse pétrographique de la coupe a permis d'identifier un till inférieur compact, silteux et gris pâle, composé à 98% de galets ignés (volcanoclastites et granites). Cette unité montre un enrichissement de 0 à 6% en grès rougeâtres et en shales rouges à 10 cm sous le contact avec le till de fond rouge qui la surmonte (planche II, photo 2). Le contact entre les

Légende des coupes de la rivière North (fig. 27), d'Harvey Bank (fig. 28), de Parkindale (fig. 29), de Rosevale (fig. 30) et de Stoney Creek (fig. 31)

Sol

Colluvions

Sable et gravier stratifiés

Coulée de débris

Alternance de diamictons et de sable

Till de fond silteux
▲ Brun Δ Rouge

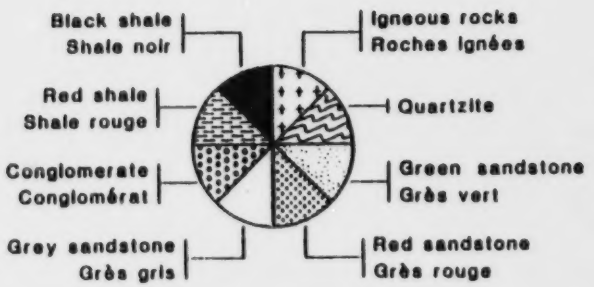
Till de fond sableux

Till de déformation

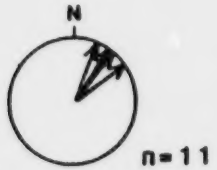
Niveau de blocs striés

Substratum strié

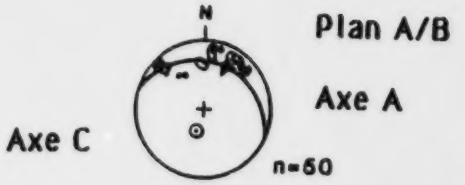
Pétrographie



Paléocourants



Fabrique



NORTH RIVER/RIVIÈRE NORTH

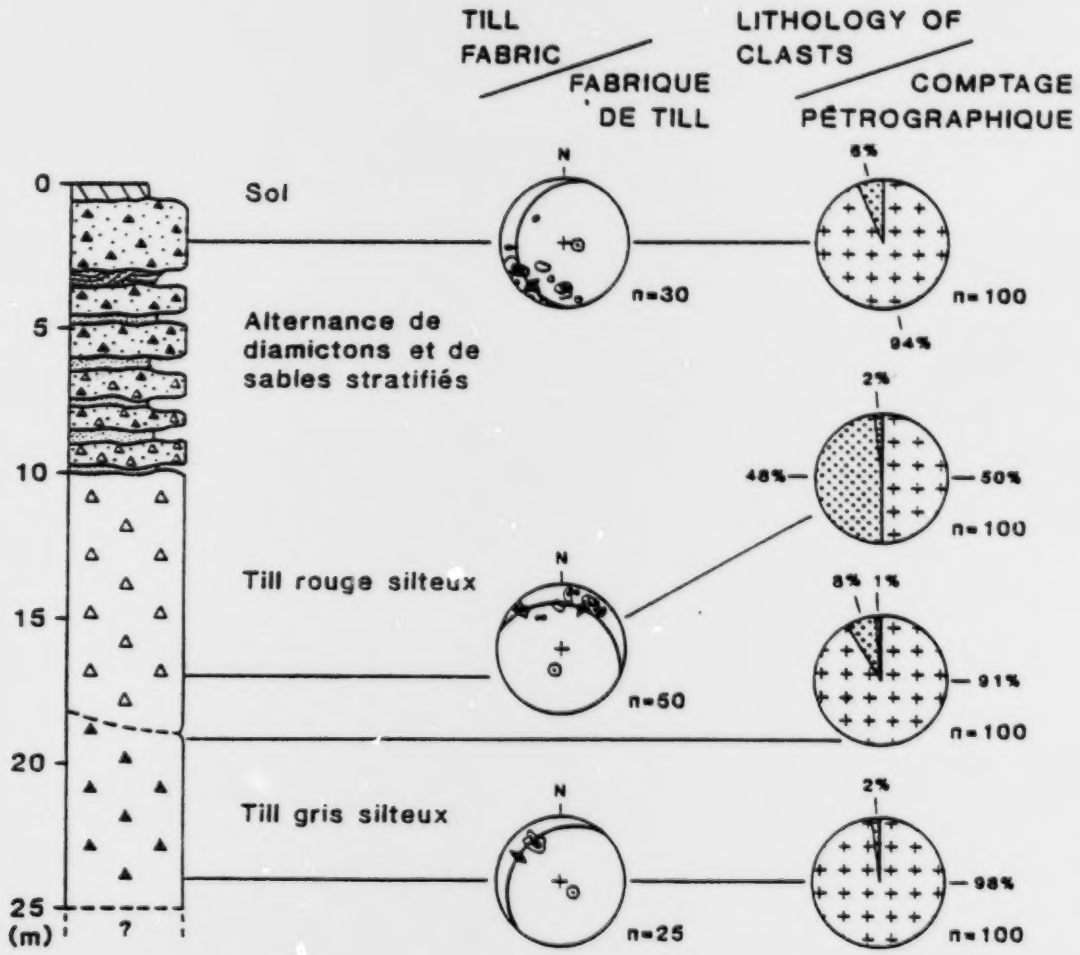


Figure 27 Sédimentologie de la coupe lithologique no. 371; Rivière North.

deux unités est de type érosif. Ce till de fond rouge incorpore jusqu'à 50% de galets "détritiques" rougeâtres, l'autre moitié étant des galets ignés. La source des roches ignées est située au nord alors que celle des roches sédimentaires détritiques est localisée au nord-est et à l'est. Les derniers 10 m de la coupe montrent une alternance de tills flués interstratifiés avec des sédiments triés, glacio-aquatiques. La distribution pétrographique de l'un de ces tills indique une nette prédominance des ignés "calédoniens" (fig. 27). La géochimie de la matrice des nappes de till de la coupe 371, présentée à l'annexe 5, permet aussi de distinguer ces trois unités.

La projection stéréographique d'une fabrique du till inférieur gris est présentée à la figure 27. Celle-ci montre clairement une orientation NO/SE des axes "A", alors que celle du till rouge, au-dessus, montrent une orientation NNE/SSO. Les axes "C", dans la première fabrique, plonge vers le SE alors qu'ils plongent vers le SSO dans celle du till rouge. Les tills d'écoulement, au sommet de la coupe, indiquent un écoulement vers le SO qui est parallèle à la pente de la topographie locale.

Le till inférieur gris de la coupe 371 a été mis en place par une glace qui s'écoulait sur la partie méridionale des Calédoniennes en direction du SSE. Par la suite, celle-ci semble avoir été englobée partiellement par une langue de glace plus imposante venant du NE, dans la baie de Chignectou. Cette hypothèse est basée sur l'augmentation du % des galets gréseux au sommet du till inférieur, qui est plus rose près du contact avec le till rouge, sur les fabriques des tills inférieur gris et supérieur rouge, et sur l'absence de sédiments inter-tills.

Quant aux tills d'écoulement, ils se seraient déposés au front d'un glacier dont la marge jouxtait un plan d'eau. Ce type d'environnement est propice

aux processus gravitaires que subissent les tills; l'interprétation de la fabrique est donc sujette à caution (Eyles et al., 1983 et Eyles et Miall, 1984). Aussi, en se basant sur la pétrographie et non sur la disposition des galets dans le till, nous pouvons affirmer que le glacier était de nouveau présent sur le versant sud-est des Calédoniennes.

- La coupe 394

D'une puissance de 2.5 m, la section 394 (fig. 28) présente deux tills compacts, fissiles et séparés par un pavage de blocs striés. Cette coupe est localisée sur le bord du chemin secondaire, près de la route 915, à Harvey Bank.

La coupe expose un till inférieur de teinte rouge constitué à 93% de grès rouges, typiques de la Formation de Maringouin. Le till supérieur est de couleur brune et localement carbonaté. Il se distingue aussi par la présence de grès gris et verts, de conglomérats de la Formation Enragé (10%) et par un pourcentage plus élevé de roches ignées, soit 11% de plus que le till inférieur. La géochimie de la matrice des deux tills, présentée à l'annexe G, indique des concentrations en Mn et Cu qui diffère nettement entre les deux unités et qui permet de les distinguer. On pourrait toutefois souhaiter d'avoir plus de données

La fabrique du till inférieur rouge suggère un écoulement glaciaire vers le SE, tel que démontré par l'inclinaison et la plongée des axes "A" et des axes "C", alors que celle du till supérieur brun indique deux pôles orientés vers le SSO et vers le SO.

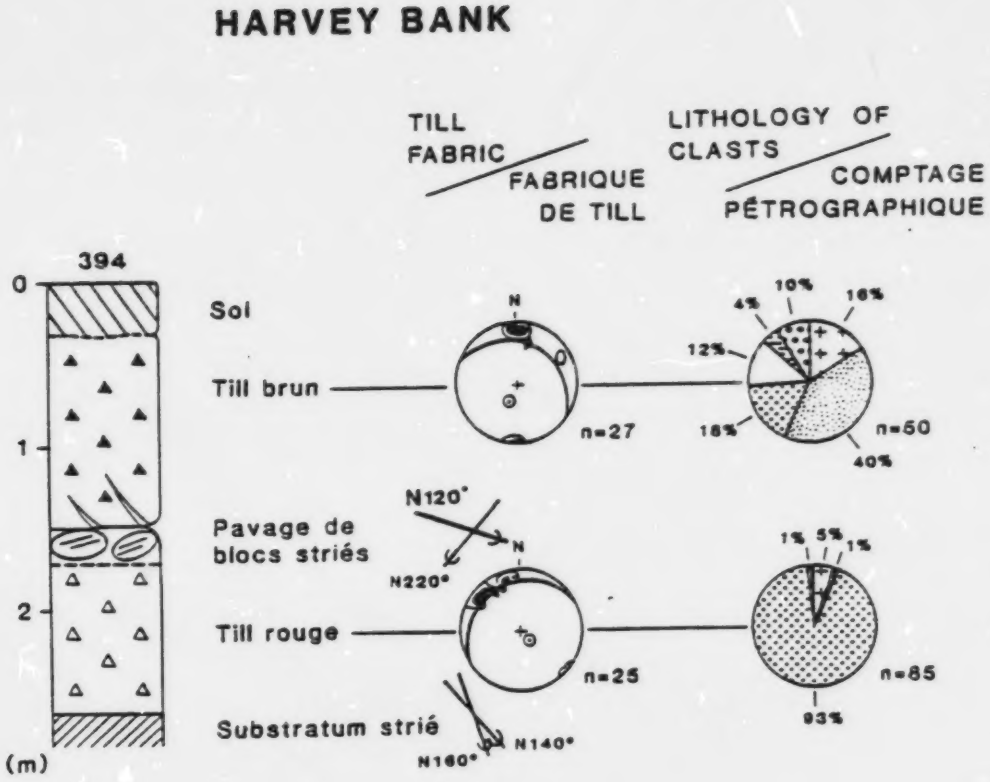


Figure 28 Sédimentologie de la coupe lithologique no. 394; Harvey Bank.

L'étude des fabriques de till, ajoutée au comptage pétrographique et aux marques d'érosion glaciaire, permet d'avancer les faits suivants: 1) La fabrique des galets du till inférieur, ainsi que les stries observées à la base de la coupe et les "queues de rat" examinées sur les surfaces tronquées des blocs du pavage (cf. p.33), indiquent les directions N118°, N140° et N143°. On peut donc déduire un écoulement vers l'ESE et vers le SE.

2) Le pourcentage élevé de galets gréseux de la Formation de Maringouin et la présence de quelques galets ignés, dans le till inférieur suggèrent aussi un écoulement de la glace vers le SE.

3) L'augmentation des galets de roches ignées dans le till supérieur est due, soit au remaniement des éléments "calédoniens" dans la baie de Chignectou, soit au morcellement des conglomérats de la Formation d'Enragé par le glacier. Ces conglomérats affleurent à environ 2 km au NE de la coupe et renferment des fragments de roches ignées du Groupe de Coldbrook. Ils représentent 10% des galets échantillonnés dans le till. Et puis la matrice du till, localement carbonatée, a incorporé des calcaires du Groupe de Windsor. Cette dernière unité forme une mince bande allongée, à moins de 2 km au nord de l'affleurement de till (Norman, 1941). Le till supérieur aurait donc été déposé par une glace s'écoulant vers le SSO et vers le SO.

- <u>La coupe 510</u>

Cette coupe est située sur la route 895, soit 200 m à l'est du pont de Parkindale. On y retrouve 2 tills de fond d'un mètre d'épaisseur chacun et séparés par une lentille de sable épaisse de 15 cm (fig. 29).

Les observations pétrographiques du till supérieur se résument à un enrichissement de 26 % en galets ignés, par rapport à celles du till inférieur. On passe de 31 % à 57 %. Ces galets dérivent d'un affleurement rocheux situé à moins de 2 km au sud-est. Le till inférieur plus riche en grès indique une source d'approvisionnement située au nord.

Pourtant, la fabrique du till inférieur montre une plongée des axes 'A' vers le SO, mais avec un vecteur moyen centré vers l'OSO, qui suggère un transport vers l'ENE. Le till supérieur montre un alignement ONO/ESE, et, d'après l'axe "C", un transport des galets vers l'ONO. Il est difficile de se prononcer sur la mise en place du till inférieur. La pétrographie nous indique qu'il aurait été déposé par un glacier qui s'écoulait en gros vers le S.

De plus, trois facteurs sont à considérer pour établir la signification stratigraphique du till supérieur à cette section: 1) l'effet topographique local, car l'orientation des galets des tills a été mesurée sur un versant abrupt; 2) la forme et l'orientation NO/SE de la vallée du ruisseau Prosser qui aurait contrôlé, en partie, l'écoulement de la glace; et 3) malgré la concentration importante des axes "A", dans le cadran NO (N 299°), les mesures d'orientation n'ont pas été effectuées sur suffisamment de galets (N=20), ce qui limite la valeur statistique.

Toutefois, le % de galets ignés dans le till supérieur, et la présence de blocs "calédoniens" à 105 m d'altitude, en surface, soutiennent l'hypothèse qu'un glacier se maintenait sur le versant septentrional des Calédoniennes. De plus, des queues de rat de direction NNE, recoupées par des stries orientées vers le NE, ont été observées à quelques km au nord de cette coupe (Foisy et Prichonnet, 1988b).

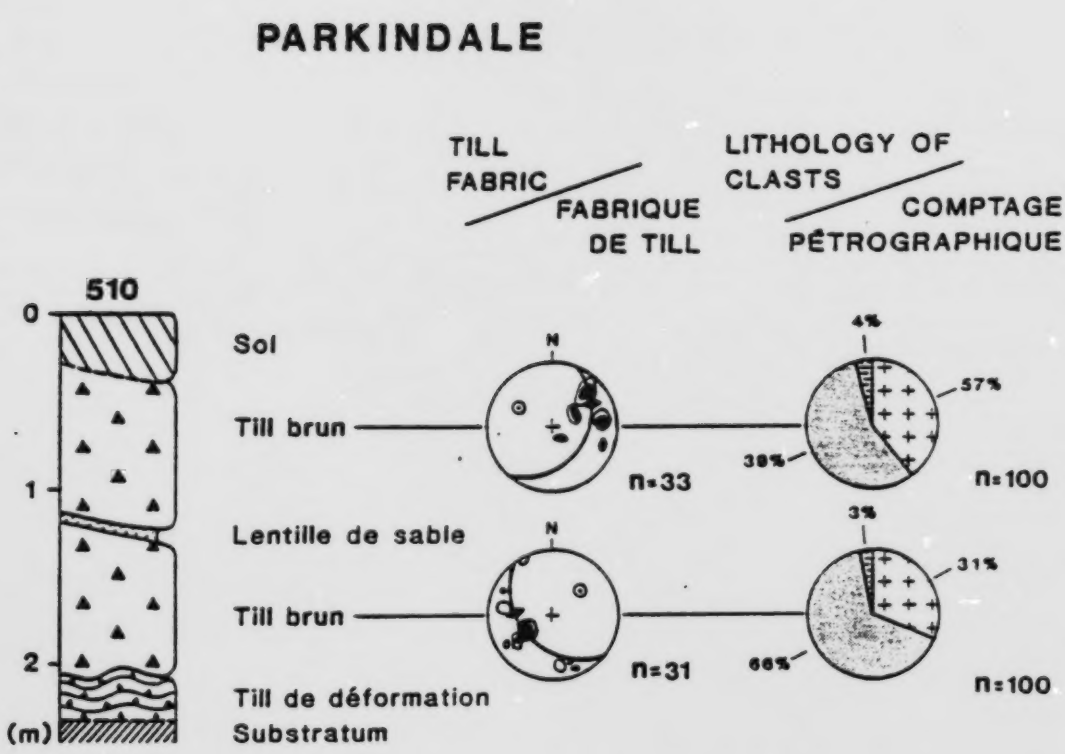


Figure 29 Sédimentologie de la coupe lithologique no. 510; Parkindale.

- la coupe 457

Cette coupe est située le long de la route 910, à Rosevale. Elle a une puissance d'environ 6 m et expose au moins trois unités de till (fig. 30).

Le till de teinte rouge, à la base de la coupe, devient brunâtre dans sa partie supérieure (oxydation ?), et contient 91% de galets ignés et 9% de roches sédimentaires du Carbonifère supérieur. Cette proportion demeure à peu près constante jusqu'au contact avec l'unité suivante. Le substratum rocheux, sous le till de base, appartient aux conglomérats du Carbonifère inférieur et est constitué de fragments ignés du Groupe de Coldbrook (McLeod, 1979), qui pourrait être à l'origine du fort pourcentage de roches ignées dans ce till. Le diamicton de teinte rouge, au-dessus, contient jusqu'à 37 % de grès verts qui affleurent partout, sauf au sud. Le contact entre les deux unités est franc. Viennent ensuite les sédiments inter-tills composés de sables et de graviers stratifiés qui montrent des paléocourants orientés vers le NNO, puis le till supérieur silto-sableux de teinte brune surmonté de colluvions et d'un sol. Le till supérieur est marqué par la présence de débris de shales noirs qui affleurent uniquement au sud. Les concentrations en cuivre et en manganèse des matrice de till de la coupe 457, présentée à l'annexe 5, permet difficilement d'identifier toutes les unités décrites ci-haut. La seule démarcation se fait au niveau du diamicton rouge et de l'unité de till sous-jacente ou les concentrations en Mn et Cu chutent.

La fabrique du till, à la base, suggère un transport des galets vers le SE; et celle du diamicton rouge, qui le surmonte, indique un transport vers le SSE et vers le SO, avec un vecteur moyen centré vers le S. Le till supérieur, quant à lui, révèle une imbrication des galets du till et une plongée de l'axe "A" vers le SO et une plongée de l'axe "C" vers le NE.

ROSEVALE

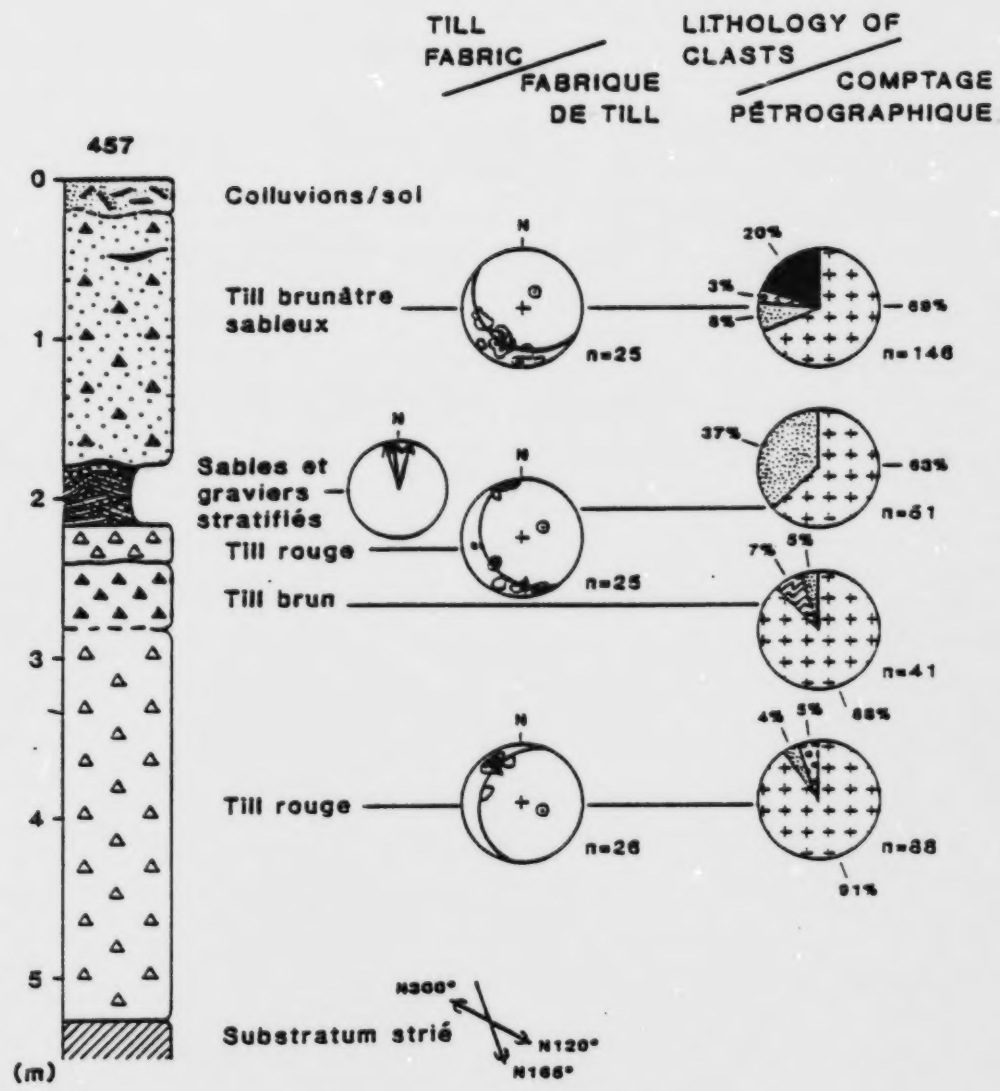


Figure 30 Sédimentologie de la coupe lithologique no. 457; Rosevale.

En l'absence de galets glaciaires marqueurs, nous croyons que les critères les plus fiables pour déterminer l'origine du till inférieur sont les marques d'érosion glaciaire sur le substratum rocheux et la fabrique du till. Les deux nous indiquent un mouvement de la glace vers le SE et le SSE.

Les données permettant d'expliquer la sédimentologie du diamicton rouge restent limitées: la pétrographie et le pôle NNO/SSE de l'axe "A" supposent une mise en place dans la direction NNO, tandis que l'autre pôle (axe "C") indique un mouvement vers le NE. Par conséquent, il nous apparaît plutôt logique d'envisager un écoulement vers le SSE, et non vers le NE, car il n'y a aucun affleurement de roches sédimentaires rouges au sud de Rosevale, près des Calédoniennes.

Le till qui affleure au sommet de la coupe possède une fabrique qui témoignerait d'un écoulement glaciaire vers le NNE et vers le NE. Les orientations de galets, les stries locales et les roches indicatrices telles que les shales noirs le confirment.

- La coupe 201

À l'est du pont de Stoney Creek se trouve une coupe lithologique à plusieurs unités de till. Sa puissance est de 6 m (fig. 31). L'analyse qui suit porte sur la sédimentologie des tills qui affleurent dans la partie inférieure de la coupe.

À la base de la coupe, le till est compact, fissile et de couleur rouge. Il est riche en grès rouge (78 %) et pauvre en roches ignées, soit 20%. Le

dépôt repose sur des roches sédimentaires détritiques du Carbonifère inférieur qui s'étendent sur une distance de 4 km vers le nord et vers le sud (voir fig. 4). Le till brun, qui le surmonte, révèle une forte diminution en roches détritiques, soit une baisse de 40%, et donc une augmentation de 14 à 47 % en débris ignés. Il existe quatre sources probables pour la provenance des roches ignés: les affleurements de granite précambrien situés à plus de 15 km au nord-ouest et à environ 7.5 km au nord-est; les "fanglomérats" de la Formation d'Enragé, situés à 500 m au sud-est; et les galets et blocs issus d'une ancienne glaciation qui ont pu être repris et transportés à nouveau lors d'une glaciation récente (voir fig. 4.).

Les tills inférieur et supérieur ont des fabriques de galet qui suggèrent des écoulements glaciaires vers le S et vers le SE respectivement. Un bloc en forme d'ogive ("bullet shape boulder") a été examiné dans le till supérieur. Son grand axe plonge vers le nord-ouest. Sa surface inférieure est très pauvrement striée alors que sa surface supérieure l'est fortement avec en plus des marques de "têtes de clou" orientées vers le SSE, soit N160^0.

Nous pouvons expliquer les observations mentionnées plus haut, en considérant l'hypothèse qui suit: 1) le till inférieur a été déposé par une glace qui s'écoulait vers le S, tel que démontré par les stries et la fabrique, étant donné que la pétrographie n'aide pas à conclure sur la provenance des roches ignées; et 2) le till supérieur s'est déposé lors du retrait de la glace, en direction du NO, vers l'intérieur du Bassin de Moncton. Les deux tills seraient ainsi originaires d'une même calotte, dont la direction d'écoulement aurait été modifiée, d'abord vers le SE, puis vers le S et vers le SE à nouveau.

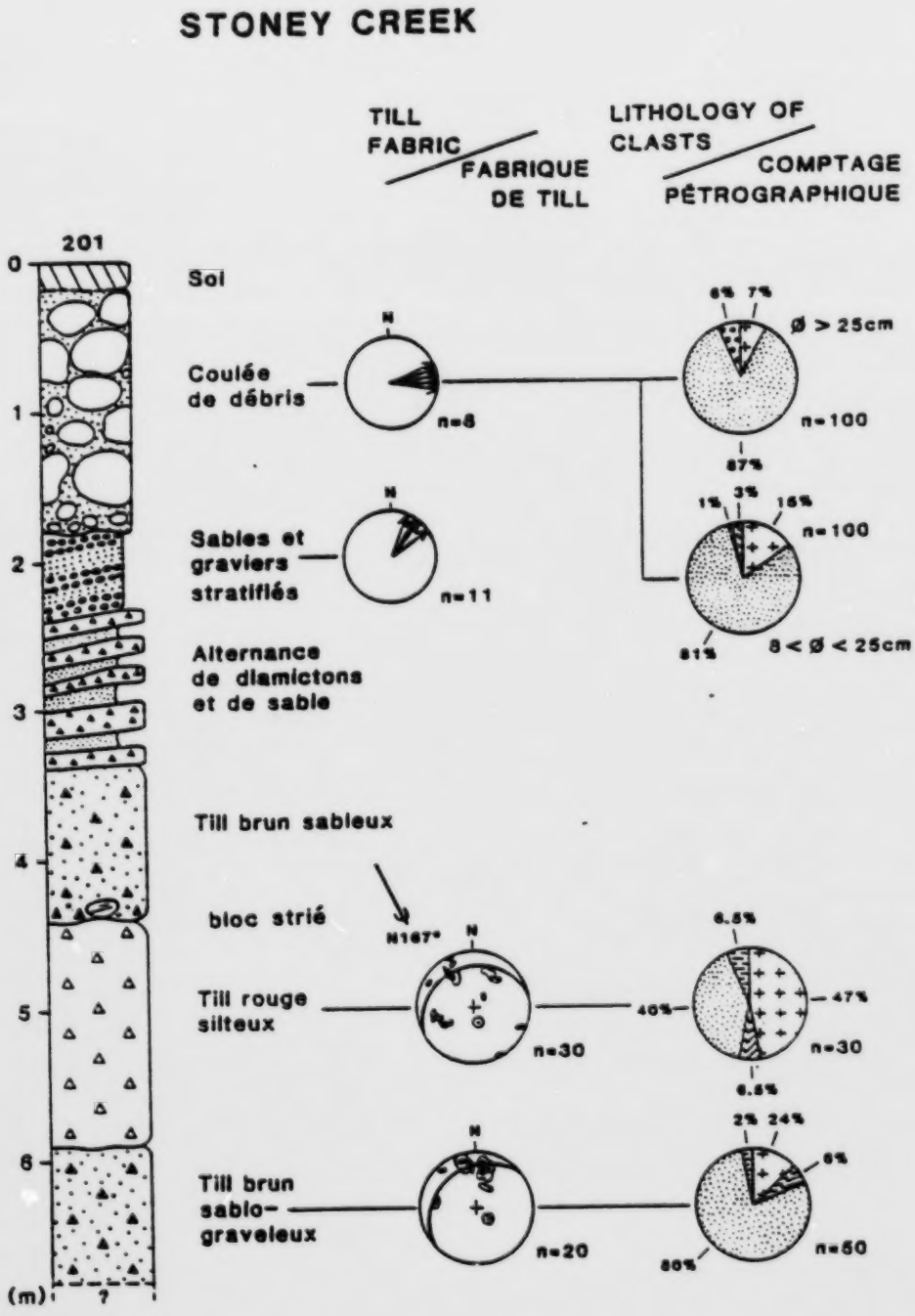


Figure 31 Sédimentologie de la coupe lithologique no. 201; Stoney Creek.

La séquence de mise en place des nappes de till à Stoney Creek est inverse à la stratigraphie régionale connue jusqu'à présent dans ce secteur, qui, rappelons le, est la suivante: 1) écoulement vers le SE, et 2) écoulement vers le S et le SO (tableau 1).

4.8 - Les sédiments glacio-aquatiques (fluvio-glaciaires et glacio-lacustres)

Les sédiments fluvio-glaciaires et les sédiments glacio-lacustres appartiennent à la gamme des dépôts glacio-aquatiques. Le changement de faciès entre les deux peut être brusque ou graduel; les sédiments glacio-lacustres étant plus jeunes stratigraphiquement que les sédiments fluvio-glaciaires. Ces derniers représentent 3 % de la surface cartographiée. Ils ont une granulométrie et une morphologie qui varient selon leur proximité avec le glacier. Parmi les formes, on retrouve des eskers, des kames, des terrasses de kame et d'autres complexes fluvio-glaciaires.

En tenant compte des faciès et des structures sédimentaires, il est clair que l'on peut déterminer le contexte de sédimentation de ces dépôts. Aussi, dans cette étude, nous les avons divisé en deux unités: les dépôts fluvio-glaciaires de contact et les dépôts d'épandage.

4.8.1 - Unité 2 (a) - Les sédiments fluvio-glaciaires de contact

Les sédiments fluvio-glaciaires de contact reposent soit sur le till, soit directement sur le substratum rocheux. Lorsque les accumulations sont importantes, le till est absent. Les épaisseurs varient entre 5 et 30 m, avec une valeur moyenne de 15 m pour 15 coupes observées.

Les dépôts sont soit isolés, soit regroupés sur une certaine distance. À titre d'exemple, des dépôts de terrasses de kame ont été observés le long de la bordure sud des Calédoniennes entre les quartiers généraux du Parc National de Fundy et la coupe de la rivière North (fig. 43). D'autres crêtes sableuses, de type esker, formant un patron enchevêtré ont été observées au nord du Parc National de Fundy. De même, quelques segments et autres complexes fluvio-glaciaires ont été vus en photographie aérienne près du lac McFadden au nord du plateau, mais n'ont pu être étudiés en détail à cause de l'absence de routes carrossables.

D'après l'étude des moraines mineures effectuée dans ce secteur, on sait que le retrait de la glace s'est fait vers le NO; nous pouvons donc croire que les eaux de fonte glaciaire se sont écoulées vers le SE, en direction de la rivière Crooked.

Du point de vue textural, les dépôts fluvio-glaciaires changent en fonction du milieu de sédimentation. La plupart des échantillons provenant des dépôts fluvio-glaciaires de contact présentent une courbe granulométrique relativement uniforme. À la figure 32 les sables et les graviers, d'un esker situé près de la rivière Pollett (échantillons #505), montrent un classement pauvre avec une valeur de 0.80 ø (Folk 1968), mais

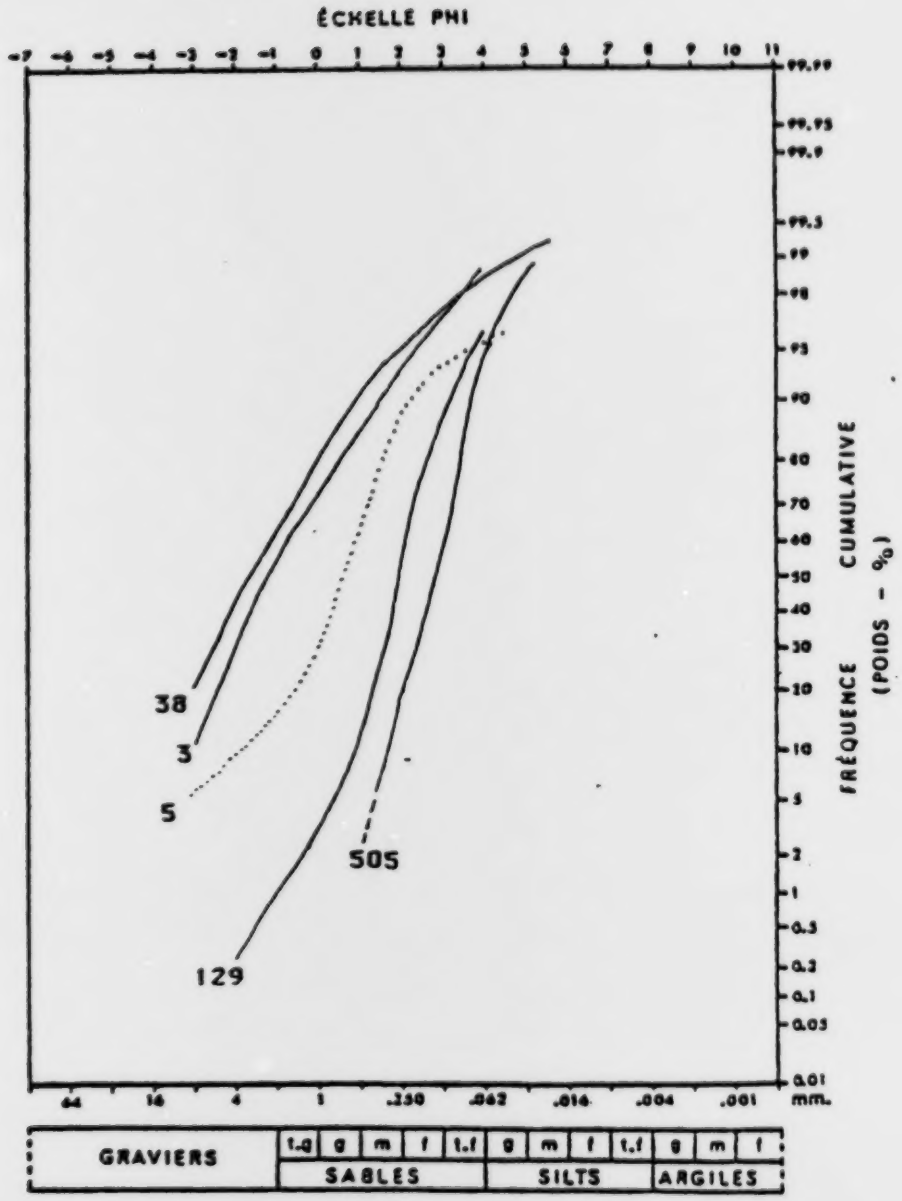


Figure 32 : Courbes granulométriques des sédiments fluvio-glaciaires et fluviatiles.

3, 38, 505 = Fluvio-glaciaire de contact
129 = Fluvio-glaciaire d'épandage
5 = Fluviatile

par contre, un meilleur classement que ceux dans les kames et dans les autres complexes fluvio-glaciaires (tableau 4). Les sables de cet esker présentent une courbe granulométrique à tendance unimodale avec une moyenne graphique (Mz) de 2.77 ø contre une valeur de -1.16 ø pour les autres sédiments fluvio-glaciaires de contact. Il y a donc un mode dans les sables fins pour l'esker et un mode faiblement étalé dans les graviers pour les autres dépôts.

Les coefficients d'asymétrie et d'angulosité moyens obtenus pour les trois échantillons de sédiments de contact glaciaire indiquent que la courbe granulométrique est proche de la symétrie (Sk_1 = 0.08) avec un classement égal au niveau des extrémités (Kg = 0.97).

L'analyse granulométrique permet les constatations suivantes: dans un esker les venues d'eau sous-pression sont probablement plus fréquentes que dans les autres environnements fluvio-glaciaires, ce qui contribue à chasser les particules fines et à les entraîner loin du glacier. Le matériel est ainsi trié et déposé selon le régime hydraulique. Dans la plupart des cas, on obtient un mode dans les arénites pour les parties supérieure et latérale de l'esker alors que le coeur et la base seront constitués de rudites (graviers et blocs).

4.8.2 - Unité 2 (b) - Les dépôts d'épandage glaciaire

Les dépôts d'épandage succèdent aux dépôts fluvio-glaciaires de contact qu'ils recouvrent parfois. Généralement, les sédiments sont transportés et

Tableau 4 Paramètres sédimentologiques de quelques sédiments stratifiés

Environnements	Échantillons	Md	Mz	σi	Ski	Kg
	#3	-1.20	-0.98	1.77	0.19	1.07
Fluvio-glaciaire	# 129	2.00	2.05	0.98	0.04	1.40
	#38	-1.60	-1.35	1.91	0.20	0.84
	#505	2.85	2.77	0.80	-0.15	1.00
Glacio-marin silts et sables	# 170 B	0.90	0.50	2.56	-0.15	1.06
	# 114	0.70	0.40	1.43	-0.05	1.46
Glacio-marin sables et graviers	# 116	0.85	-0.25	2.85	0.61	1.12
	# 201 B4 ?	-1.10	-1.00	3.44	-0.06	0.85
Littoral d'exondation	# 170 A	2.50	2.43	0.96	0.06	0.34
Fluviatile	#5	0.60	0.47	1.53	0.67	0.74

accumulés en avant du front glaciaire par les eaux de fonte et se déposent en lits de sable et et gravier. Contrairement aux sédiments fluvio-glaciaires de contact, on devrait s'attendre à des variations granulométriques moins brutales et à une diminution progressive de la taille des grains à mesure qu'on s'éloigne du glacier. C'est le cas, entre autres, des dépôts qu'on retrouve à Shenstone, à l'ouest de Prosser Brook et à la coupe de West River (fig. 33). À cette dernière coupe, les lits entrecroisés planaires et en auges de graviers et de sables (avec rides et lits obliques) forment des paléochenaux qui montrent un écoulement des eaux de fonte vers l'O et le NNO. La puissance du dépôt est d'environ 25 m et couvre une superficie 0.25 km.

L'analyse granulométrique de l'échantillon #129, qui provient du dépôt fluvio-glaciaire d'épandage de West River, est présentée au tableau 4 et à la figure 32. Cet échantillon, comme celui de l'esker de la rivière Pollett, est pauvrement classé avec une valeur de 0.80 ø. Les coefficients d'angulosité et d'asymétrie calculés sont de 1.40 et de 0.04, ce qui signifie que la courbe granulométrique est leptokurtique et proche de la symétrie, donc, que le classement est meilleur dans la partie centrale de la courbe avec un mode dans les sables fins (md= 2.00 ø).

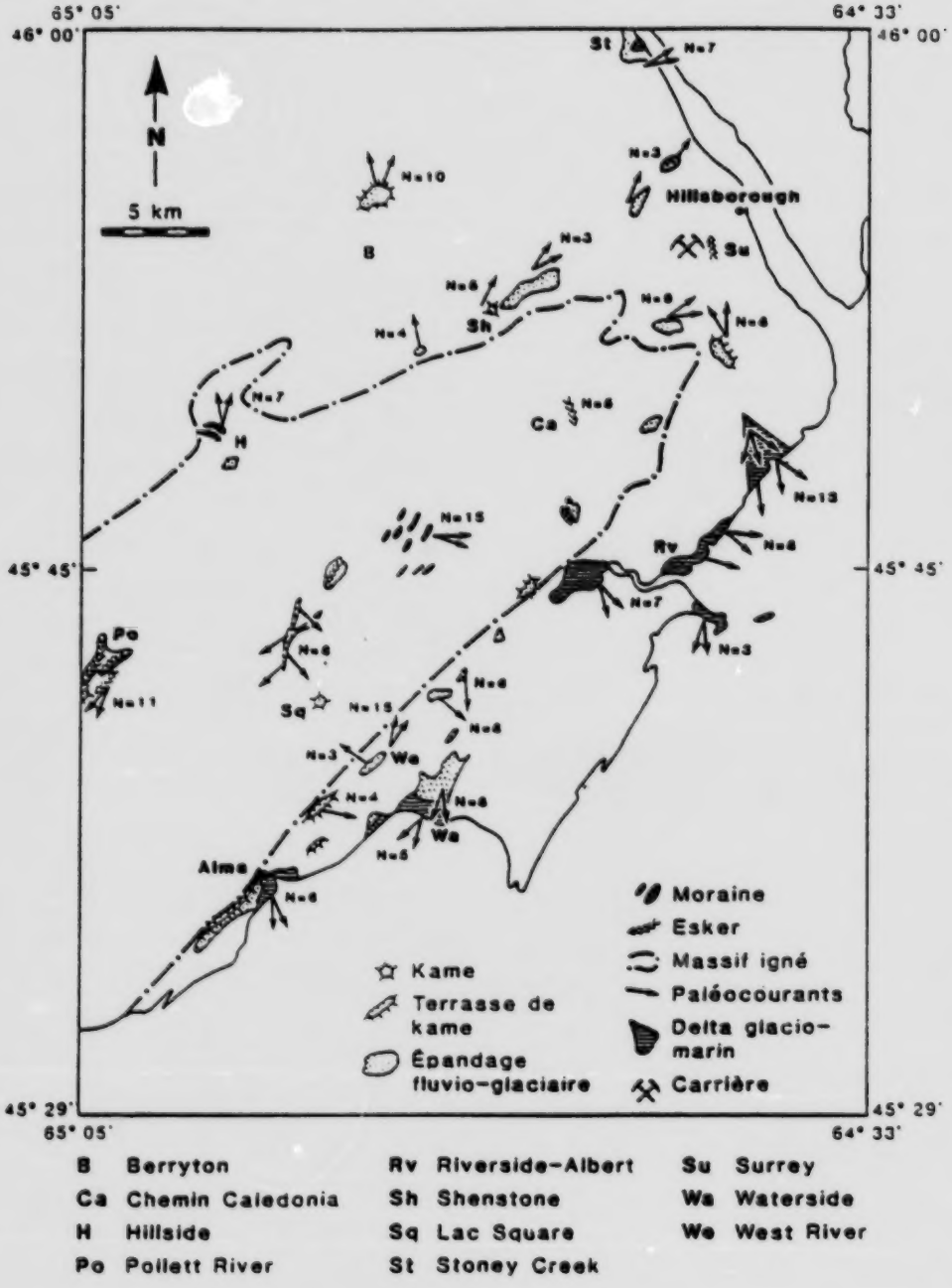


Figure 33 Orientation des paléocourants mesurés dans quelques sédiments fluvio-glaciaires et glacio-marins

4.8.3 - Études morphologiques et sédimentologiques

Des eskers, des kames et quelques complexes fluvio-glaciaires ont fait l'objet d'une étude morphologique. La sédimentologie a servi à préciser leur nature.

- Le complexe d'eskers de la "rivière Pollett"

Ce complexe est localisé au nord du Parc National de Fundy, à 1 km au nord-ouest de l'intersection des routes de Shepody et de Laverty. Il couvre une superficie de 4 km^2 et peut être suivi sur près de1.5 km, le long de la dépression de la rivière Pollett (feuillet Waterford à 1/50 000).

À la figure 34, nous pouvons voir une représentation de ce complexe. Sa partie centrale est marquée d'une dépression abrupte de type kettle auquel se rattache un segment principal orienté NE/SO. Des cordons sablo-graveleux dont la longueur varie entre 50 et 80 m se recoupent parfois entre eux et viennent se relier obliquement au segment principal en formant des angles de 15° à 25°. Les crêtes observées s'élèvent en moyenne de 9 à 10 m au-dessus de la topographie locale et forment des tronçons rectilignes de longueurs variables (> 300 m). La largeur des crêtes mesurent entre 15 et 25 m et les versants sont inclinés jusqu'à 25°.

D'autres cordons disposés latéralement à l'écart de l'esker principal possèdent également une orientation NE/SO. Enfin, la configuration interdigitée de ce complexe d'eskers suggère un réseau d'eau de fonte sous-glaciaire, de type "tressé".

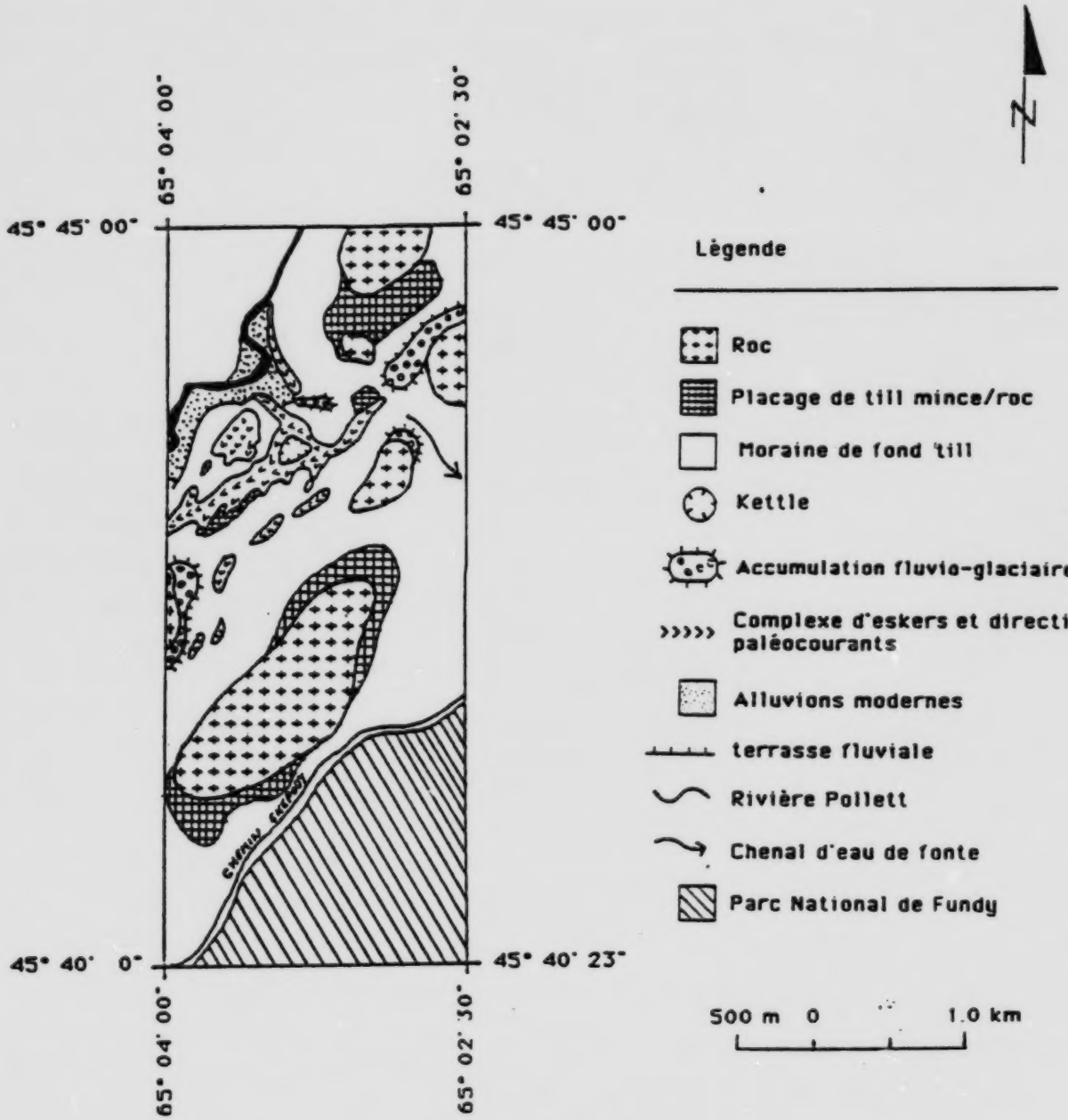


Figure 34 : Écorché géomorphologique du complexe d'eskers de la rivière Pollett, N.B.

Ces crêtes composées de sables et de graviers stratifiés reposent soit directement sur le substratum rocheux, soit sur le till, lorsque leur épaisseur est moindre. Des creusages à la rétro-excavatrice ont montré que les graviers et les cailloux constituent le coeur de l'esker. Quelques lits de sable et de gravier, observés sur les flancs des eskers, sont affectés par des micro-failles inverses et normales dont le pendage est élevé, soit plus de 45° par endroit. Des stratifications entrecroisées frustes passent latéralement et verticalement à des stratifications planaires à lits obliques et à rides. Les paléocourants mesurés (N=15) à partir de ces figures sédimentaires révèlent des écoulements d'eau de fonte glaciaire orientés généralement vers le SO (fig. 33).

Mentionnons qu'un seul site de stries de direction SSO (N 190°) a été observé dans ce secteur du plateau. Environ 15 autres sites, dans ce secteur, indiquent un écoulement de la glace vers le SE et vers le SSE (N 145° à N 170°). Le recul du glacier se fit donc dans une orientation différente de sa progression et ce probablement à la faveur de la topographie.

- Discussion

Selon Seaman (comm. pers., 1988), ce complexe d'eskers et plusieurs autres dépôts, situés au nord et à l'ouest de la région d'étude, pourraient être rattachés au système de canalisation des eaux de fonte de la rivière Big Salmon, qui est située à l'ouest du Parc National de Fundy, donc à l'ouest du terrain d'étude. Aussi, plusieurs rivières du plateau, telle la rivière Pollett, auraient servi de réseau de distribution des eaux de fonte glaciaire vers un

chenal principal, soit la rivière Big Salmon. Les études sédimentologiques tirées du complexe d'eskers de la rivière Pollett appuient actuellement cette hypothèse: les paléocourants mesurés indiquent effectivement une vidange des eaux de fonte vers le SO sur cette partie du plateau calédonien (fig. 33).

- Autres eskers

D'autres eskers ont été identifiés sur le plateau. Ils sont visibles le long de la dépression du ruisseau McGee, en bordure de la route Calédonia et entre Surrey et la carrière de gypse d'Hillsborough (fig. 33). À cet endroit, les sables stratifiés des quelques buttes rectilignes indiquent des écoulements d'eau de fonte vers le N. Notons que ce site est à moins de 100 m d'une doline colmatée par des sédiments et par des débris organiques (Schroeder et Arsenault 1978).

L'esker en bordure de la route Calédonia a été cartographié par Rampton et Paradis (1981) et Rampton et al. (1984). Le coeur a été exploité intensivement dans le passé et il ne reste aujourd'hui que les deux extrémités et la base blocailleuse et diamictique du dépôt. Des tronçons de crêtes longitudinales ont été relevés aussi près de Prosser Brook, à l'extrémité nord-ouest du feuillet d'Hillsborough (fig. 33). Il s'agit probablement d'eskers qui sont partiellement enfouis par des sédiments de plaines d'épandage.

- Kames et terrasses de kame

Des dépôts de kame et de terrasse de kame ont été étudiés sur le plateau calédonien et dans la région située au nord (voir fig. 33).

Les kames sont des monticules arrondis à flancs abrupts, quelquefois isolés, et le plus souvent en association avec des dépressions fermées de type kettle. Cette association crée une morphologie de bosses et de creux qui se distingue de la topographie adjacente. L'une de ces formes a été localisée au nord du lac Square sur le plateau (fig. 34). Le kame possède un diamètre d'environ 100 m et une hauteur de 12 m. Des complexes de kames et de kettles ont également été étudiés à 5 km au nord de Berryton et au village de Shenstone (fig. 33). À ce village, les buttes de kame sont partiellement enfouies par des dépôts fluvio-glaciaires d'épandage, mais l'exploitation récente a permis l'étude des faciès. Les sédiments se composent de sables et de graviers stratifiés qui alternent avec des coulées diamictiques. On remarque que le passage d'une strate à l'autre se fait par un changement granulométrique brusque causé vraisemblablement par des variations subites du régime hydraulique. Ce sont en général des dépôts accumulés dans des dépressions glaciaires ou dans des crevasses, et qui s'effondrent sur le substratum lorsque le support glaciaire, plancher ou paroi, fond. Au site de Shenstone, les paléocourants sont orientés vers l'ENE et ceux de Berryton vers le N (fig. 33).

- Moraines

Deux moraines arquées, composées de sédiments stratifiés, sont localisées à Hillside (fig. 33), au sud-ouest du feuillet d'Hillsborough. Ces

corps sédimentaires n'ont pu être étudiés en détail puisqu'ils débordaient du terrain d'étude. Notons toutefois que des crêtes légèrement courbes, longues de 1.5 km de long et orientées O/E, y ont été observées. L'un des segments, à l'ouest, est interrompu et on ne retrouve plus qu'une butte témoin au milieu des sédiments fluvio-glaciaires d'épandage. La distance entre ces moraines est d'environ 400 m et la pente forte se situe sur le côté nord des segments. Les observations de terrain, et les quelques mesures des paléocourants obtenus sur l'une des crêtes (N=5), indiquent un écoulement des eaux de fonte vers le NNE et le NNO.

4.9 - Unité 3 - Les sédiments glacio-lacustres

L'unité glacio-lacustre appartient aux dépôts glacio-aquatiques et comprend ici, tous les sédiments transportés par les eaux de fonte glaciaire qui se sont accumulés dans des lacs proglaciaires. Les sédiments de bordure littorale, soumis à des processus de remaniement, sont associés à cette unité glacio lacustre.

- Unité 3 (c) - Les sédiments glacio-lacustres, faciès littoral

Le faciès glacio-lacustre est peu répandu sur le territoire étudié et les sédiments qui s'y rattachent représentent moins de 1% des dépôts cartographiés. Les seuls sédiments susceptibles d'appartenir à cette catégorie affleurent à proximité du village d'Albert Mine (fig. 42). Ces sables et ces graviers n'ont pas fait l'objet d'études sédimentologiques particulières et leur puissance n'a été contrôlée qu'à un seul endroit. L'épaisseur des sables est inférieure à 75 cm. La limite des paléo-rivages glacio-lacustres est marquée par l'apparence grossière de ce matériel sur le replat des terrasses et par des encoches littorales dans le substratum. Ce

sont en fait des petits segments de terrasses rocheuses taillées dans les grès. Celles-ci ont un replat en général inférieur à 4 m de large avec un talus abrupt d'une hauteur équivalente: ce talus est masqué à la base, selon les endroits, par des alluvions récentes, du till ou des argiles massives. Ces phénomènes littoraux délimitent un ancien plan d'eau glacio-lacustre dont l'altitude moyenne mesurée est de 75 m. On note aussi la présence de chenaux d'eau de fonte au NO (fig. 42, hors texte) qui devaient alimenter ce bassin lors de la déglaciation.

- Unité 3(b) - Les sédiments glacio-lacustres, faciès profonds

Des argiles massives rythmées, contenant des passées de gravillons et de sables, affleurent à Albert Mine (Lohse 1974). Les argiles semblent confinées dans la dépression du village; leur épaisseur atteint 1.5 m au site 91 (voir localisation en annexe et à la figure 42). L'étendue et la durée de ce lac demeurent imprécises. Des paléocourants obtenus dans une terrasse de kame près de Curryville (fig. 34), soit à 3 km au sud-est du site en question, indiquent un écoulements des eaux de fonte glaciaire vers le N et le NNO. Actuellement la vallée se draine vers le SSE.

D'autres sédiments de faciès comparables forment les niveaux inter-tills des tills d'écoulement à la coupe 371. Il s'agit probablement de sédiments glacio-lacustres proximaux. Ils sont formés de lits sableux et silto-argileux rythmés, à granoclassement inverse, interdigités avec des sables grossiers. Ces lits silto-argileux sont plissés et convolutés par l'effet du délestage de cailloux ou par celui des écoulements gravitaires. La base des séquences recouvre des "langues" de till, parfois massives. Les tills

semblent s'être écoulés et s'être déposés brusquement sur les particules fines de silts et d'argiles. L'étude du faciès suggère une sédimentation dans un bassin suffisamment rapproché du glacier pour permettre des écoulements gravitaires sous-aquatiques.

L'hostilité de cet environnement glacio-aquatique est probablement responsable de la nature azoïque des rythmites. Toutefois, ces sédiments pourraient s'apparenter à un faciès glacio-marin, puisque la rythmicité des sédiments fins et l'absence de fossiles ne sont pas réservées aux environnements glacio-lacustres. L'altitude à la base de la séquence est de 50 m et pourrait coïncider avec le niveau de submersion maximale Post-Chignectou de la baie de Fundy tel que proposé par Rampton et al. (1984).

4.10 - Unité 4 - Les sédiments glacio-marins et marins

Des accumulations de silts et de sables deltaïques, ainsi que des sables et des graviers d'exondation abondent le long du littoral de la baie de Chignectou, depuis Alma jusqu'à Stoney Creek. Ces sédiments se retrouvent actuellement perchés sur des terrasses qui surplombent la baie de Chignectou et la rivière Petitcodiac. Ils se sont accumulés lors de l'invasion de la mer de DeGeer (Rampton et al. 1984).

Des boues intertidales récentes, en contact avec ces terrasses, viennent s'étendre sur la bordure du littoral et combler les dépressions structurales au niveau de la mer.

La description des sédiments glacio-marins et marins qui suit, se subdivise en deux groupes et quatre sous-groupes:

Groupe II

4) les sédiments **intertidaux récents** (argiles et silts)

3) les sédiments **marins** d'exondation (sables et graviers)

Groupe I

2) les sédiments **glacio-marins** deltaïques (sables et graviers)

1) les sédiments **glacio-marins** deltaïques (silts et sables)

- **Recherche de microfaunes**

Huit échantillons de silts fins deltaïques ont été analysés afin de connaître le contenu en microfaunes des séquences glacio-marines (ou glacio-lacustres ?). L'objectif visé était de caractériser l'environnement pro-deltaïque des sédiments fins. Les analyses se sont montrées infructueuses et aucune microfaune n'a été observée.

Il est possible que l'environnement turbulent lié à des écoulement gravitaires sous-aquatiques, à la température hostile des environnements glacio-marins, et aux brassages des sédiments par l'effet des marées, qui ont pu empêcher le développement normal des faunes marines.

Par ailleurs, les micro-faunes carbonatées peuvent difficilement être conservées à cause de la porosité, qui favorise la percolation des eaux météoriques, et à cause de la composition minéralogique des sédiments marins fins, en l'occurence des oxydes de fer issus du substratum rocheux du Carbonifère, qui facilite leur dissolution.

- Unité 4 (a) - Les sédiments glacio-marins deltaïques (silts et sables)

Les dépôts de silt et de sable deltaïque n'affleurent que très rarement. Ils forment les lits frontaux et les lits de base des deltas qui débouchent dans la baie de Chignectou ou dans la rivière Petitcodiac. Des mesures de paléocourants pour les deltas de Stoney Creek, de Demoiselle Creek, de Riverside-Albert et de Waterside sont présentés à la figure 33).

Ces dépôts sont formés de strates silteuses et sableuses, dont l'épaisseur varie entre 1 et 10 cm, et qui montrent une rythmicité dans les lits fins, à la base des deltas. Ces strates subhorizontales deviennent progressivement inclinées vers le sommet. Le pendage des lits demeure généralement inférieur à 7°, à l'exception du delta de Stoney Creek où il atteint 15°. Les sédiments reposent soit sur le roc, comme au delta de Waterside, soit sur le till comme au delta de Stoney Creek. Parmi les figures sédimentaires on note la présence de lits de silt fin déformés par des cailloux et des blocs de délestage, quelques passées diamictiques avec présence de galets mous de till (c.f. les deltas de Stoney Creek et de Riverside-Albert) et des niveaux de sables fins à stratifications bipolaires. Ce type de faciès glacio-marin s'apparente à certaines séquences observées et décrites en Alaska par Powell (1981, 1983).

La figure 35 montre des courbes granulométriques obtenues à partir des échantillons de faciès glacio-marins. L'échantillon 170 B a été prélevé dans une strate sableuse rouge (sable moyen; Mz= 0.5). La proportion de silt est nulle dans l'échantillon analysé alors qu'elle augmente presqu'à 30 % dans certaines autres strates ou lamines (non représentées sur le graphique). Le sédiment est très pauvrement classé (σi= 2.56) et la courbe est déviée vers

les sédiments grossiers (Ski= 0.09). Le coefficient d'angulosité est de type mésokurtique (kg= 1.06) et montre un classement égal tout le long de la courbe. Wigthman (in Stea et al. 1985, p.27 et p. 29a) obtient à peu près les mêmes valeurs pour des sédiments glacio-marins de la rive nord du Bassin Minas en Nouvelle-Écosse.

- Unité 4 (b) - Les sédiments glacio-marins deltaïques, faciès sublittoral et littoral

Des sables et des graviers glacio-marins deltaïques ont été observés dans les lits frontaux et sommitaux de quelques deltas qui débouchent dans la baie de Chignectou et dans la rivière Petitcodiac. Ils forment des niveaux de terrasses bien définis qui sont entaillés par des cours d'eau récents. Des travaux entrepris récemment à Stoney Creek ont mis à jour des sédiments deltaïques de ce type. L'écorché géomorphologique de ce corps sédimentaire est présenté à la figure 36 et on y remarque, en encadré, une terrasse dont la forme et la structure interne rappelle un delta de type "Gilbert". L'étude des niveaux marins liée à l'altitude de ces terrasses sera discutée à la fin, à la section 7.2.

Ces sédiments se caractérisent par une strato-croissance des lits entrecroisés sableux et graveleux, qui passent graduellement des strates de silt et de sable rouge aux lits de gravier sub-littoral. L'épaisseur totale de l'unité, pour chacun des deltas mesurés (N=5) varie entre 2 et 3 m. À Riverside-Albert, par exemple, on observe la présence de rides bipolaires décimétriques et centimétriques qui attestent des retours de courant maréal, donc d'un environnement sublittoral et littoral. Ce faciès a également été observé le long de la rive sud de la baie de Chignectou, entre le Bassin Minas et Joggins (Stea et al. 1985, p.30).

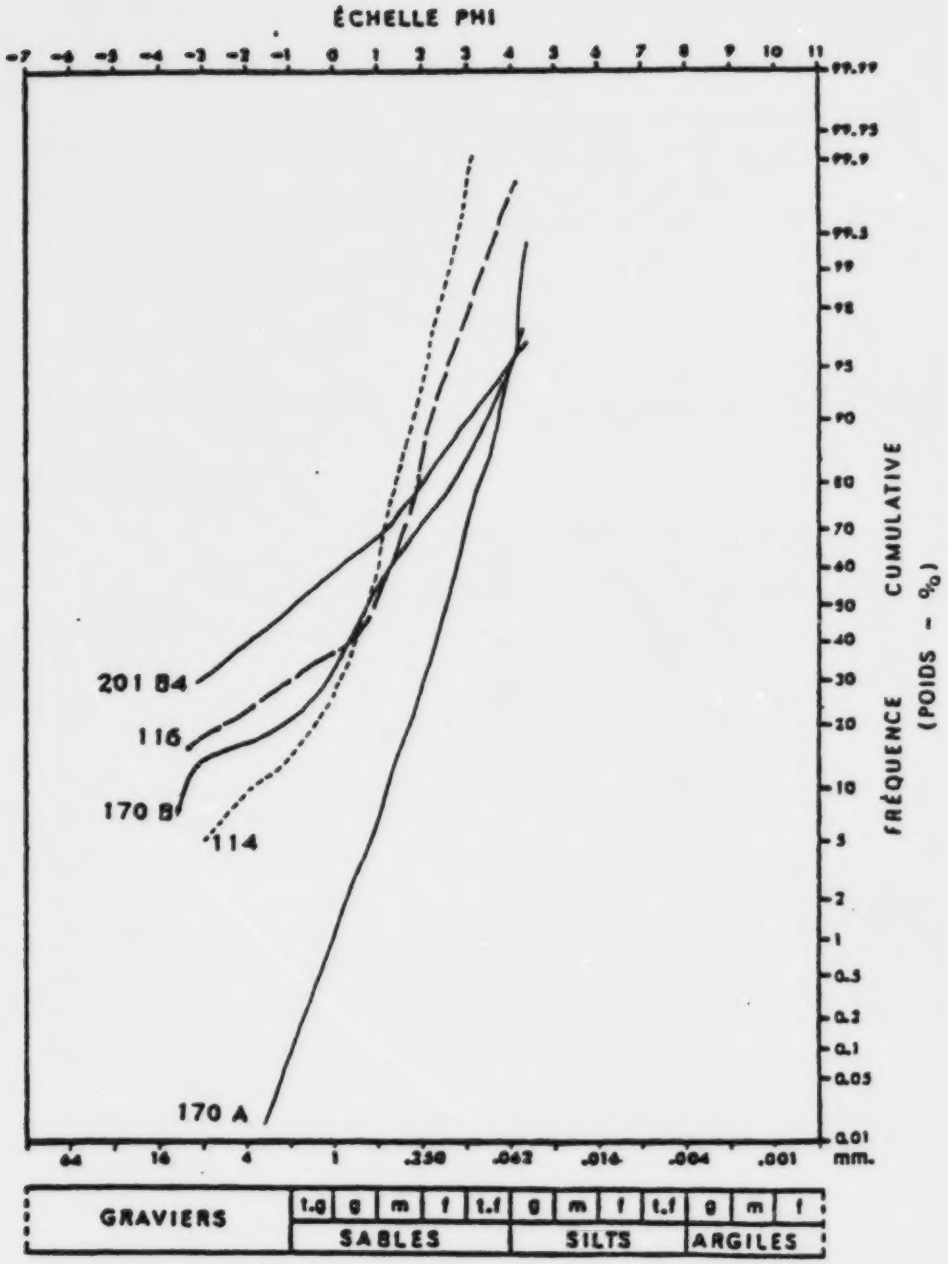


Figure 35 : Courbes granulométriques de quelques sédiments glacio-marins et marins

201 84 = Glacio-lacustre
170 B, 114, 114 = Glacio-marin deltaïque
170 A = Marin d'exondation - littoral

Les échantillons 201 B4, 114 et 116 (tableau 4 et figure 22) proviennent des strates sablo-graveleuses rougeâtres des deltas de Stoney Creek et de Riverside-Albert. Les sables sont très grossiers (mz = -0.28 ø), très pauvrement classés (σi = 2.57) et déviés vers les particules fines (Ski = 0.16). Enfin le coefficient d'angulosité est leptokurtique (kg = 1.14) et exprime un meilleur classement dans la partie centrale de la courbe que vers les extrémités.

Ces sables et ces graviers, qu'on retrouve dans la partie supérieure des deltas, s'apparentent fortement au faciès de sables et de graviers marins d'exondation. Ils sont toutefois plus mal stratifiés et plus pauvrement classés étant donné l'absence ou le faible remaniement des sédiments par les vagues et les courants littoraux.

- Unité 4 (c) - Les sédiments marins d'exondation (sables et graviers)

Le faciès des sédiments marins d'exondation a été observé uniquement au delta de Waterside et consiste en des buttes et des placages de sable fin stratifié contenant quelques lits de graviers bien triés. On note aussi la présence de stratifications planaires et de quelques rides dans les sables fins. Ces sédiments affleurent au-dessus d'une terrasse dont l'altitude est de 30 m. L'épaisseur du dépôt y est d'environ 1 m et aucun fossile n'a été trouvé. Les sables sont entaillés par des chenaux d'érosion, eux-mêmes comblés par des sédiments silteux, des sables fins et des débris organiques (bois et tourbe), dont l'épaisseur varie entre 2 et 3 m. Enfin, des sables moyens dont l'épaisseur varie entre 75 cm et 1.5 m recouvrent ces dépôts organiques.

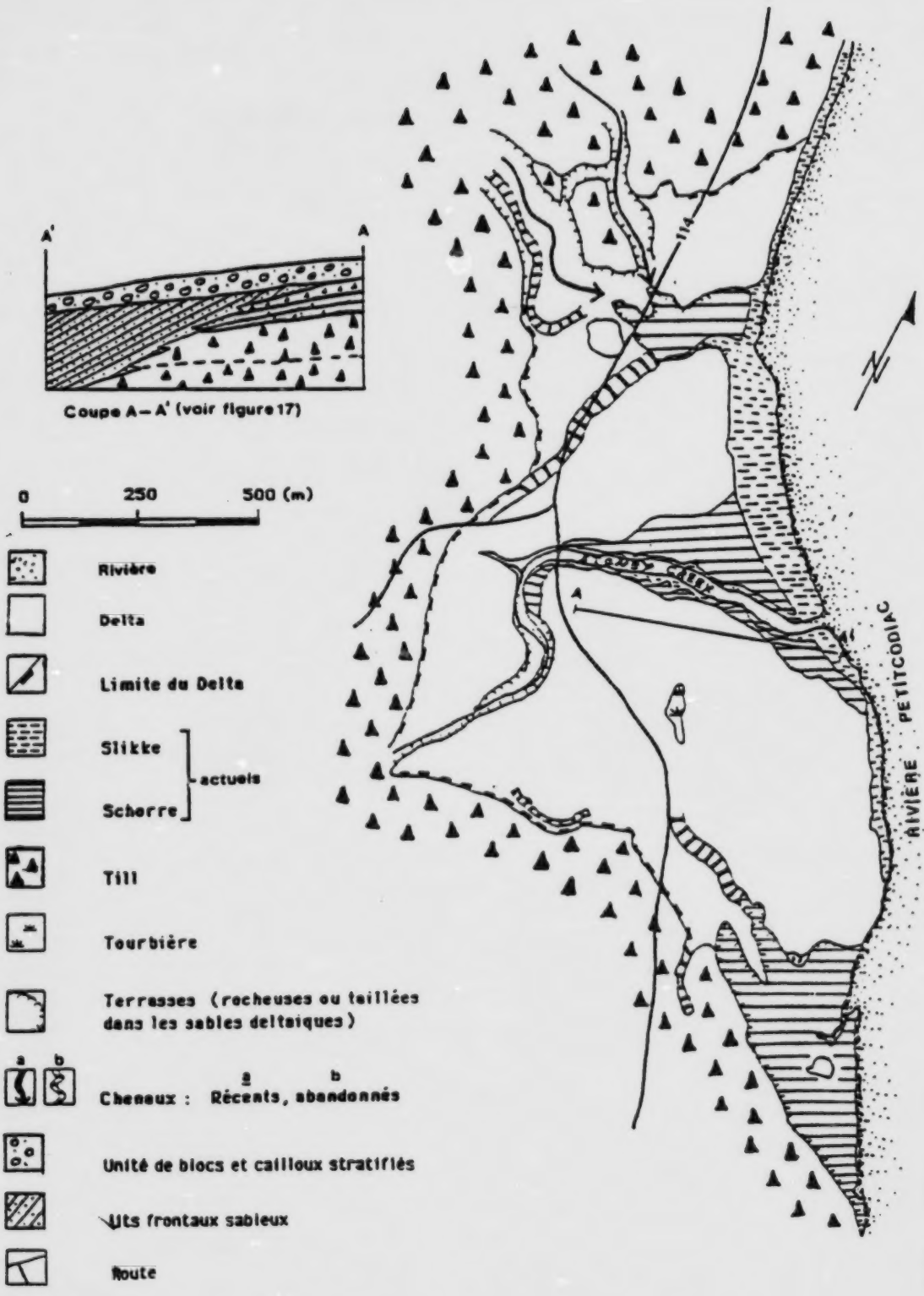


Figure 36 Écorché géomorphologique du delta de Stoney Creek

Ces sables et ces graviers stratifiés surmontent le faciès glacio-marin deltaïque sublittoral et littoral, et leur présence nous suggère un remaniement et un abaissement du niveau marin. Swift and Borns (1967) et Wightman (in Stea et al., 1985) observent la même séquence au sommet du delta de Advocate Harbour qu'ils nomment Membre d'Advocate Harbour, de la Formation de Five Island. Les sédiments de ces sites peuvent être corrélés avec les sables d'exondation du delta de Waterside qui sont approximativement à la même altitude, soit 30 m.

L'échantillon 170 A (figure 21 et tableau 4) a été prélevé à 75 cm sous la surface du delta. Il s'agit d'un sable fin brun clair (Mz = 2.43ø), moyennement classé (σ_i = 0.96) et proche de la symétrie (Ski = 0.06). Le coefficient d'angulosité montre un très bon classement des extrémités de la courbe avec une valeur de 0.34. Ces valeurs s'approchent de celles obtenues sur des sables éoliens en bordure littorale (Folk, 1968). Il n'est pas impossible que l'effet combiné du vent et des eaux de la baie de Chignectou ait pu former, à quelques endroits, des dunes de plage puisque Chalmers (1890) en a noté la présence sur une levée naturelle à 45 m d'altitude, près d'Alma. Par ailleurs, ces dépôts sont coiffés d'une couverture végétale qui rend difficile leur interprétation par photographie aérienne. Enfin, à Waterside, l'analyse sédimentologique a confirmé une prédominance des effets littoraux sur les processus éoliens.

- Unité 4 (d) - Les sédiments intertidaux récents (argiles et silts)

Les plus grandes concentrations de boues intertidales se trouvent au sud

des Calédoniennes dans les dépressions entre les Crêtes de Shepody. La plupart de ces dépressions ont été submergées récemment (Prest et Grant, 1969, Grant, 1975 et Scott et Greenberg, 1983) et des alluvions marines interstratifiées de matière organique sont venues "tapisser" les dépressions et les irrégularités topographiques. Ces accumulations forment de larges plaines de boue, des marais salants dans la région au sud, et de minces cordons le long de la rivière Petitcodiac à l'est. Quelques digues ont été érigées afin de préserver les terres de la submersion marine actuelle. Les vases qui s'accumulent régulièrement sur les rives et qui sont soumises aux effets de marée forment la slikke (Derruau, 1974). Ce sont des argiles rouges, plastiques, très épaisses et dépourvues de végétation. Ces sédiments sont fréquemment parcourus par des chenaux de marée ("tidal creek") qui dessinent des méandres à la surface des argiles. Plus haut, on retrouve le schorre inférieur et le schorre supérieur constitués d'argiles desséchées rougeâtres et colonisés en partie par des plantes herbacées. Cette zone littorale est actuellement soumise aux effets de marée qui entaillent le schorre dans certains secteurs du littoral, notamment à Alma, tandis qu'à d'autres endroits les alluvions s'accumulent ou élargissent la slikke (c.f. les marais salants de Germantown).

Ces dépôts recouvrent le till et les unités fluvio-glaciaires. Ce sont des silts argileux sans lamination apparente, mis à part quelques passées de matière organique et de sable, localement. La couleur est rouge en surface et devient grise après 5 m de profondeur. Des travaux de forage effectués par Scott et Greenberg (1983) et Smith et al (1984) à Mary's Point ont mis en évidence des lits de silts organiques à 8 m de profondeur, datés à 4000 BP. Ceci fixe un âge minimum pour la submersion marine récente de cette région de la baie de Fundy (Rampton et al., 1984). Les évènements post-glaciaires seront approfondis au chapitre de la paléogéographie, à la fin du mémoire.

4.11 - Unité 5 - Les sédiments fluviatiles

Ces accumulations de sable et de gravier, d'origine fluviatile, se retrouvent un peu partout sur le territoire étudié et particulièrement près du delta de Waterside au sud, et dans les régions de Parkindale et Berryton au nord. Ces sédiments couvrent généralement des unités plus anciennes: le roc, le till et les sédiments fluvio-glaciaires. Ils s'interdigitent localement avec des dépôts organiques. Au delta de Waterside, par exemple, les cours d'eau ont érodé les sédiments deltaïques, en abandonnant leur charge alluvionnaire et en permettant l'accumulation de matières organiques (tourbes et bois).

Du point de vue textural, les sédiments se distribuent des sables moyens aux blocs. Sur les versants du plateau, ils sont grossiers en raison du régime torrentiel des cours d'eau (Pelletier, 1982), et on y retrouve des blocs de plus de 1 m, par exemple au ruisseau Memel, (site 215; voir localisation en annexe et figure 42). À cet endroit, le till comprend une quantité importante de blocs et a été érodé sur près de 3 m par le cours d'eau.

Ailleurs, près du niveau de base, les cours d'eau sont chargés en sédiments moins grossiers. L'échantillon #5 (fig. 32 et tableau 4) a été prélevé à Berryton au ruisseau de West Turtle. On note la courbe granulométrique typique d'un sédiment d'origine fluviale et ses différents niveaux d'énergie (traction, saltation et suspension). La moyenne graphique du sédiment atteint la taille des sables grossiers (M_z= 0.47 ø), ce qui est caractéristique des sédiments fluviatiles qui bordent les Calédoniennes au nord. Les sables sont par ailleurs pauvrement classés (S_I= 1.53 ø) et la

courbe granulométrique est platykurtique (kg= 0.74), de même que fortement déviée vers les particules fines. Ces valeurs sont normales pour des sédiments fluviatiles (Folk 1968).

4.12 - Unité 6 - Les sédiments lacustres

Les sédiments lacustres sont peu représentés et occupent moins de 1% de la superficie cartographiée. Ce sont des sables grossiers littoraux qui atteignent tout juste 50 cm d'épaisseur en certains secteurs. Ils reposent sous forme de placages surélevés sur certains îlots de till ou sur le rivage des lacs, comme c'est le cas aux lacs Birchwood, Fenton et McFadden (voir fig. 42, hors texte). À ce dernier site, les sables se retrouvent à 2.5 m au-dessus du niveau du lac et pourraient constituer un ancien niveau glacio-lacustre.

4.13 - Unité 7 - Les sédiments organiques

Ces dépôts recouvrent environ 2 à 3 % du territoire et sont localisés principalement dans les dépressions mal drainées. La tourbe s'interdigite localement avec des sédiments fluviatiles et lacustres. Sur le plateau au ruisseau McGee (fig. 42, hors texte), la tourbe est noire et elle est traversée par de nombreuses racines. Elle repose sur des silts et des sables fins stratifiés et atteint une épaisseur d'environ 1.25 m. La plus grande tourbière apparaît au nord-est de Turtle Creek et couvre une superficie d'environ 4 km^2; son épaisseur n'a pas été mesurée.

Au delta de Waterside, des dépôts organiques d'environ 3 m d'épaisseur ce sont accumulés dans des incisions fluviatiles probablement lors du retrait de la mer de De Geer (Grant, 1975; Rampton et al., 1984); la mise en place de ces dépôts est postérieure à celle des sédiments deltaïques marins et glacio-marins qu'ils tronquent. Des échantillons ont été recueillis à la base des chenaux, dans les lits de tourbe et dans les silts organiques afin d'être datés (Planche 3).

Deux dates ont été obtenues par l'entremise du Ministère des Ressources Naturelles et de l'Énergie du nouveau-Brunswick. L'échantillon MF 171d a donné un âge de 5570 ± 90 ans BP (BGS-1281) et le second (MF 171j) un âge de 5240 ± 90 ans BP (BGS-1283) Ces échantillons ont été prélevés à 27 et 25.5 m d'altitude respectivement. Ces dates sont plus jeunes que celles de 7535 ± 230 ans BP (GX-5362). et de 7880 ± 120 ans BP (BGS-642) obtenues par Scott et Medioli (1980) et Rampton et Paradis (1981) aux sites de New Horton et de Waterside respectivement, mais à peu près équivalentes à la date de 6080 ± 80 ans BP (GSC-2524) obtenue par Lowdon et Blake (1978) dans une tourbière localisée sur le plateau des Calédoniennes. L'âge relativement plus récent de nos échantillons, comparé à ceux de Scott et Medioli (1980), peut s'expliquer de deux manières: il peut s'agir d'un léger retard à la colonisation par les plantes, ou bien nous avons échantillonné des matériaux qui ne représentent pas les premiers dépôts organiques régionaux.

D'autre part, il est à souligner que l'âge de 6080 ± 80 ans B.P. (GSC-2524) obtenu par Lowdon et Blake (1978) provient de tourbes échantillonnées dans le Parc National de Fundy à l'altitude de 335 m. Ce site se situe donc dans la zone de nunatak, telle que proposée par Rampton et al. (1984), car au-dessus de la cote de 210 m le till rouge et les stries associées au glacier de Chignectou cessent d'apparaître sur le substratum rocheux. Inversement, à

cette altitude le till gris et les stries vers le SE commencent à apparaître et à dominer. En somme, ces données accréditent l'hypothèse d'une présence de glace au Wisconsinien supérieur, sinon ces sédiments organiques seraient beaucoup plus vieux.

4.14 - Unité 8 - Les colluvions

D'importantes accumulations de colluvions ont été observées sur les versants des vallées encaissées, autour du plateau des Calédoniennes. Ces dépôts qui atteignent une épaisseur de plus de 3 mètres par endroit, occupent environ 20 % de la surface cartographiée.

Il s'agit d'un matériel sablo-graveleux, lâche et substratifié qui a subi un faible transport. Les fragments sont anguleux à sub-arrondis et présentent parfois des surfaces striées. La taille des éléments varie du silt au caillou, avec un mode dans les sables fins. Les colluvions découlent en majorité du till rendu instable, sur les pentes fortes, par les processus d'érosion sub-aérienne et par la gravité. Le till se détache ou glisse et, dans sa descente, se mélange avec d'autres matériaux (fragments rocheux ou autres sédiments) avant de s'accumuler le long des talus. À Shenstone, nous avons relevé 2.3 m de colluvions reposant sur un till de fond compact.

Rampton et Paradis (1981) ont cartographié ces dépôts. Selon eux, ils marqueraient la limite d'extension de la glace provenant du NO, sur le versant nord des Calédoniennes, au Wisconsinien supérieur. Ils appuient leur hypothèse sur la morphologie des vallées, le type de réseau de drainage et l'absence du till. À l'inverse, nos observations démontrent que la couverture colluviale est moins répandue qu'on ne le présumait, et surtout que le till

affleure à plusieurs endroits, atteignant par exemple 5 m d'épaisseur à la coupe 457, près de Rosevale (fig. 30).

Bien que la morphologie apparaisse disséquée, il ne semble pas y avoir une limite à l'extension de la glace vers le S et vers le SE dans ce secteur. Ceci est appuyé par la présence du till, qui occupe une superficie importante, et par les marques d'érosion glaciaire dans le secteur cité précédemment. De plus, la marge glaciaire cartographiée par les auteurs, n'est marquée par aucune accumulation importante, voire aucun dépôt juxta-glaciaire. Enfin, aucune des vallées présumément bloquées n'exposent du till remanié ou encore les rives d'un plan d'eau.

Sur le terrain, la distinction entre les colluvions et le till de surface n'est pas toujours évidente au premier coup d'oeil. Par exemple, un till de surface de type "fusion à la base" (ou "melt out"), qui est peu compact, dont la matrice est sableuse et qui affleure sur une forte pente, pourra être aisément confondu avec des colluvions. Néanmoins, les colluvions peuvent se distinguer des tills par l'analyse des orientations de galets. Celles-ci auront une fabrique orientée dans le sens de la pente alors que l'orientation des galets du till sera différente, voire parfois à contre pente. De plus, la source des colluvions est souvent plus locale que celle des tills, et la pétrographie plus homogène.

En fait, les colluvions forment une unité cartographiable assez complexe puisqu'elles sont discontinues, localisées dans des zones difficiles d'accès et qu'elles alternent en surface avec des placages de till. À notre avis, elles ne sont pas un repère chronostratigraphique valable et par conséquent ne permettent nullement d'affirmer que la bordure nord des Calédoniennes a été exempte de glaces au Wisconsinien supérieur.

CHAPITRE 5 - ESSAI DE CORRÉLATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Partant de l'analyse détaillée des unités cartographiées et des coupes discutées précédemment, on tentera dans un premier temps d'établir des corrélations lithostratigraphiques locales entre ces diverses unités, et, dans un deuxième temps, comparera ces nouvelles observations avec celles de Rampton et al.(1984) et Stea et al. (1985), afin de situer les données locales dans les schémas stratigraphiques proposés pour le sud-est du Nouveau-Brunswick et du nord-ouest de la Nouvelle-Écosse (corrélations morphostratigraphiques, lithostratigraphiques et chronostratigraphiques).

Un tableau de corrélation sera utilisé pour fixer le cadre chrono-stratigraphique des évènements glaciaires et non-glaciaires. Bien que l'absence de matériel radiogénique rende difficile la corrélation entre les diverses unités lithostratigraphiques, on retiendra tout de même le lithosome comme unité de base afin de faciliter la reconstitution paléogéographique. La lithostratigraphie proposée dans cette étude sera comparé à la Morphostratigraphie de Rampton et al. (1984) et à la lithostratigraphie de Stea et al. (1985).

5.1 - Corrélations lithostratigraphiques locales

La figure 37 révèle trois nappes de till que l'on peut corréler entre divers secteurs, et probablement quatre nappes de till distinctes (Foisy et Prichonnet 1988a), en bordure du massif des Calédoniennes.

- **Le till inférieur**

Les tills inférieurs des coupes 201, 371, 394 et 457 montrent tous des orientations de galets de till identiques et suggèrent ainsi un apport de matériel venant du NO. Les mesures obtenues sur les stries locales et régionales appuient ces observations. La glace aurait donc envahi les monts Calédoniens depuis le NO jusqu'à la baie de Chignectou, au SE.

- **Les tills inférieurs et intermédiaires**

Le till inférieur de la coupe 510 et le diamicton intermédiaire rouge de la coupe 457, qui sont situés au nord et au nord-est du massif igné, se corrèlent vraisemblablement avec le till intermédiaire de la coupe 201, à Stoney Creek, lequel est associé à une modification importante de la marge glaciaire (ou courants de glace ?). En effet la coupe est située dans la zone de confluence du dôme glaciaire de Gaspereau dont la glace s'écoule vers le SE, dans la région étudiée, et celui d'Escuminac qui s'écoule vers le SO (Rampton et Paradis, 1981).

- **les tills intermédiaires et supérieurs**

Le till intermédiaire de la coupe 371 et le till supérieur de la coupe 394 seraient le résultat d'un transport glaciaire vers le SO dans le secteur des Crêtes de Shepody, dans la Baie de Chignectou. Par contre, les tills de base des coupes situées dans le secteur nord ne sont pas affectés par ce mouvement SO, à cause de l'obstacle des monts Calédoniens. Ils montrent

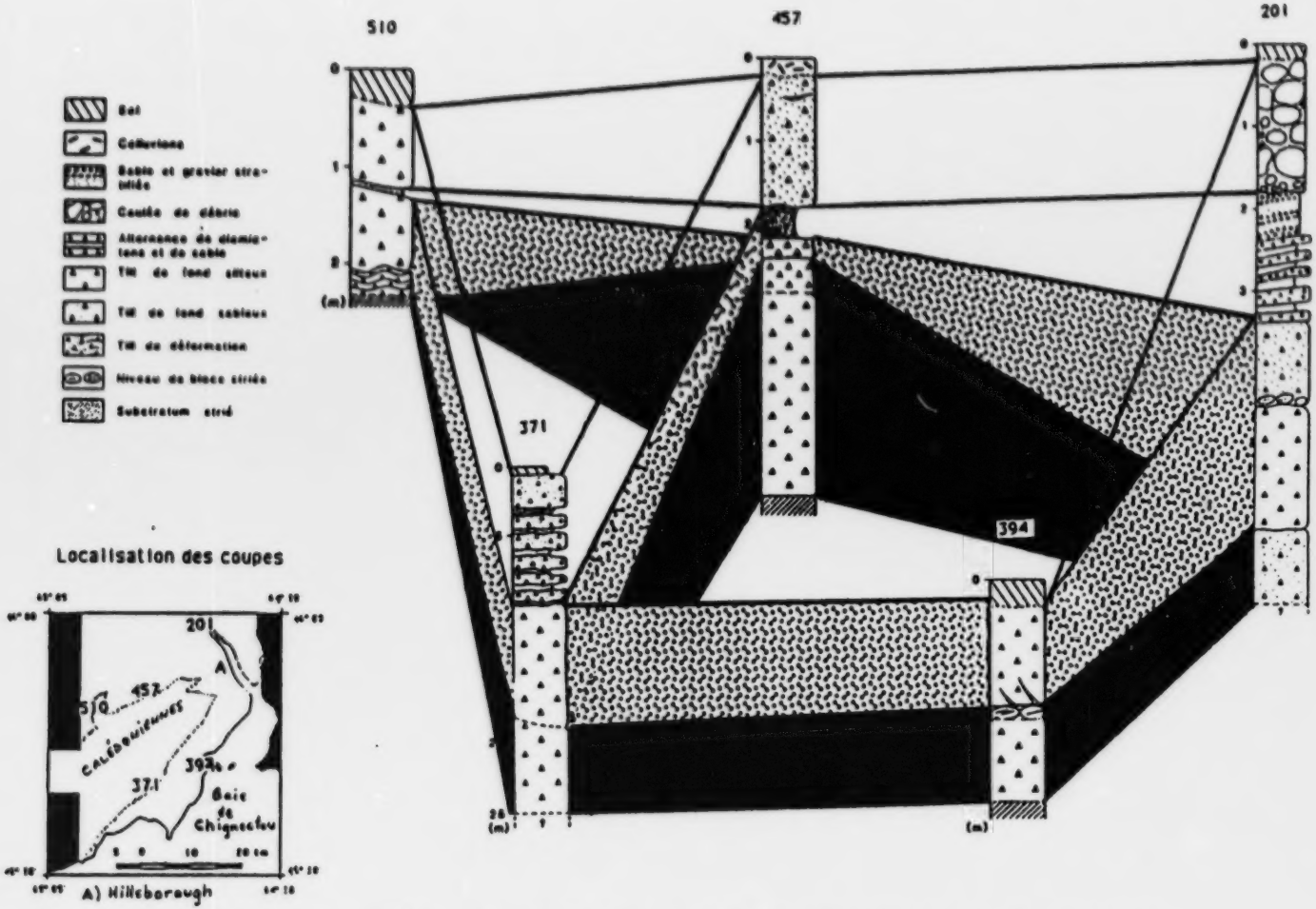


Figure 37 Corrélations Lithostratigraphiques de quelques coupes observées

plutôt un changement de faciès en réponse au nouvel écoulement glaciaire dans la baie de Chignectou. Ainsi, on peut proposer que les unités lithostratigraphiques des coupes 201, 457 et 510, décrites plus haut, se corrèlent avec le till intermédiaire de la coupe 371 et le till supérieur de la coupe 394.

- **Le till de surface et les sédiments fluvio-glaciaires**

Les tills supérieurs des coupes 457 et 510 et l'unité fluvio-glaciaire qui apparait au sommet de la coupe 201 sont vraisemblablement synchrones à la mise en place des tills d'écoulement de la coupe 371. Ceci est basé sur deux observations: 1) les marques d'érosion glaciaire qui suggèrent des écoulements radiaux sur les Calédoniennes au tardi-glaciaire; et 2) le contrôle topographique de la glace par ces montagnes; ce phénomène se reflète dans la fabrique de till et implique un retrait de la glace à partir des zones basses vers le sommet du plateau calédonien. Enfin, soulignons que tous les sédiments inter-tills analysés semblent azoïques.

- **Les sédiments fluvio-glaciaires et les sédiments récents**

La déglaciation des monts Calédoniens, qui a permis la sédimentation des dépôts fluvio-glaciaires, coïncide probablement avec la formation des dépôts glacio-marins associés à l'invasion marine de la mer de De Geer, dans la baie de Chignectou. Stratigraphiquement, ces dépôts peuvent être surmontés par des sédiments fluviatiles, organiques, lacustres ou colluviaux, qui sont certainement synchrones au développement des sols et à la sédimentation des alluvions marines intertidales qu'on retrouve au marais salant de Germantown.

Il est à noter que, parmi les coupes observées dans les sédiments fluvio-glaciaires du plateau calédonien, aucune ne présente d'indice d'altération élevé. Les sédiments fluvio-glaciaires de contact, autant que les sédiments d'épandage glaciaire, montrent plutôt une certaine "fraîcheur". Tous les podzols observés sont de faible épaisseur, soit 52 cm en moyenne pour 83 pédons, et ils excèdent rarement 75 cm d'épaisseur sur l'ensemble du territoire. En fait, les sols développés sur les sédiments fluvio-glaciaires, sur le till de surface et sur les colluvions ne sont pas plus évolués sur les Calédoniennes qu'ailleurs dans la zone étudiée (Seaman 1988 b et Foisy et Prichonnet 1988 a et b). Aussi, le faible développement des sols, en terme de profondeur et la faible quantité d'argiles observées dans les horizons "B", sont des critères valables pour affirmer que l'on est en présence de sols récemment formés (Birkeland, 1984 et Karlstrom, 1988).

5.2 - Corrélations morphostratigraphiques, lithostratigraphiques et chronostratigraphiques.

- Évidence d'écoulements glaciaires anciens

Les seules évidences que nous possédons sur les premiers écoulements glaciaires proviennent des marques d'érosion orientées vers le NNO, à Berryton (Foisy et Prichonnet, 1988 a et b) et des erratiques "calédoniens" transportés sur plus de 15 km dans la même direction depuis le versant nord des monts Calédoniens (Rampton et al.,1984). Ces auteurs attribuent l'âge

de ce premier mouvement vers le N au pré-Wisconsinien inférieur ou au début du Wisconsinien inférieur.

Des stries orientées vers le SE, sur le versant opposé, peuvent être attribuées à la phase Caledonia de Rampton et Paradis (1981), d'âge Wisconsinien inférieur ou moyen. Cet écoulement aurait traversé la baie de Chignectou et serait responsable de la mise en place des stries d'orientation SE, qui apparaissent sur une plate-forme d'abrasion littorale près de Rockport sur la rive sud de la baie (fig. 43); cette plate-forme serait d'âge "sangamonien" (Grant, 1980). Au nord-ouest de la Nouvelle-Écosse, Stea et al. (1985) nomme cette événement, la Phase de McCarron Brook.

Stea (1983) et Stea et al. (1985), pour la région située à l'est de la baie de Chignectou, ont décrit le Till de McCarron comme étant leur till inférieur déposé par une glace provenant de l'ONO et du NO, donc sûrement des Calédoniennes. Les premières stries orientées vers le SE (Rampton et Paradis, 1981), qui apparaissent sur la plate-forme d'abrasion littorale à Rockport, sont sans doute liées à la mise en place de ce till. Stea et al. (1985) corrèlent ce till à celui de East Milford qui surmonte des sédiments organiques datés à > 52 000 BP (c.f. p. 8). On reconnaît, par ailleurs, deux autres tills qui se sont mis en place après le till de McCarron, soit les Tills de Eatonville et de Shulie Lake. Tout ceci permet d'assigner un âge minimum Wisconsinien inférieur/moyen ou plus vieux (?) pour les stries orientées vers le SE sur les Calédoniennes (tableau 5).

CHRONOSTRATIGRAPHIE x 10^5 ans B.P.	ÉTAGES ET SOUS-ÉTAGES		MORPHOSTRATIGRAPHIE SE du Nouveau-Brunswick Rampton et al. 1989	Lithostratigraphie NO de la Nouvelle-Ecosse Stea et al. 1985	Lithostratigraphie (1.) SE du Nouveau-Brunswick (présente étude) Versant N	Versant S et E
	HOLOCÈNE		Phase Bantalor et Kent	Formation de Five Islands	Colluvions	Delta de Waterside
14	WISCONSINIEN	supérieur		Till de Shulie Lake	Till supérieur de Rosevale	Till sup. de Stoney Creek / Till de Hopewell
					Sédiments inter-till de Rosevale	Till inférieur de Stoney Creek
20			Phase Chignectou	Till de Joggins	Diamicton rouge de Rosevale / Till inférieur de Rosevale	Till rouge de la Rivière North / Till gris de la Rivière North
50		moyen	Phase Caledonia	Sables et sol (?)	Erosion (?)	Silts organiques et mastodonte de Hillsborough
100		inférieur		Till de McCarron Brook	Stries vers le NNO et train d'erratiques vers le N	Till de Hillsborough (?)
	Sangamonien		Plate-forme d'abrasion littorale	Tourbe de East Milford	———	———

Tableau 5 Corrélations lithostratigraphiques régionales

(1.) La terminologie proposée ici n'est pas formelle mais pratique, pour fin de discussion.

Dans la doline colmatée de Hillsborough (c.f. p. 10) les lits compacts de silt organique surmontant le till de base ont donné un âge supérieur à 43 000 ans BP (GSC-1680). Ce till (Till de Hillsborough ?) est probablement d'âge Wisconsinien moyen ou inférieur ou encore plus ancien. Aucune analyse n'a été effectuée sur ce till et sa puissance n'a pas été controlée, à cause de la création d'un étang artificiel sur le site de la doline. Néanmoins, il représente l'unité lithostratigraphique la plus ancienne, associée à un stade glaciaire, dans cette partie du Nouveau-Brunswick. Bien qu'il puisse être plus vieux, on le corrèle au Till de McCarron Brook.

- **Les sédiments interstadiaires de Hillsborough**

L'horizon contenant les silts sableux, la tourbe et le mastodonte (c.f., p.10) a été daté à l'aide des coprolithes de l'unité sus-jacente (Schroeder et Arseneault, 1978), qui elle même a donné un âge de 37 200 ans BP (GSC-2469). Ceci fait descendre l'unité du mastodonte à un interstade du Wisconsinien moyen. Cette unité se corrèle aux sables et au sol qui surmontent le Till de McCarron (Stea et al.,1985, p.36 et 40). Aussi, des analyses polliniques effectuées sur les silts organiques compacts à la base de la coupe (entre le till et les lits de tourbe), les lits tourbeux et les silts compacts surmontant la tourbe, révèlent un environnement forestier de type boréal pour chacun des trois horizons (Schroeder et Arsenault, 1978 et Mott, 1972). Une autre analyse, cette fois sur les coprolithes, indique un environnement identique aux autres horizons (Terasmae, 1969). Ceci tend à démontrer que les lits de silts compacts, daté à > 43 000 BP, se sont également mis en place lors d'un interstade du Wisconsinien moyen et peuvent aussi se corréler aux sables et au sol qui surmonte le Till de McCarron.

- **Lithostratigraphie des coupes du versant nord et des versants sud et est des Calédoniennes**

Les tills inférieurs des coupes 371 et 394, situés sur le versant sud du plateau calédonien, ont été déposés par une glace qui s'écoulait vers le SE. La mise en place de ces tills est synchrone à celle de la majorité des stries orientées vers le SE, sur le versant sud des Calédoniennes. Si l'on se base sur la morphostratigraphie de Rampton et al. (1984), ces tills "dateraient" du Wisconsinien inférieur ou moyen et pourraient être associés à la Phase Calédonia. Ils pourraient aussi se corréler au Till de McCarron Brook de Stea (1982).

En fait, ces tills pourraient tout aussi bien être d'âge fin Wisconsinien moyen et début Wisconsinien supérieur. Ceci est supporté par: (1) l'apparente "fraîcheur" du till et des dépôts fluvio-glaciaires, ou encore par le faible degré d'évolution des sols; (2) par l'absence de modelés périglaciaires sur le plateau des Calédoniennes; (3) par la prédominance du till sur les colluvions autant sur le plateau que sur le substratum du Carbonifère; (4) par la présence du till sur des versants dont la pente est supérieure à 30° (ex: coupe de la rivière North); et (5) par des corrélations lithostratigraphiques avec les unités déjà décrites, dont voici un exemple: à la coupe de la rivière North, on observe des nappes de till flué, qui proviennent du massif igné des Calédoniennes, et qui surmontent un till rouge associé à la Phase Chignectou qui date du Wisconsinien moyen ou supérieur (Rampton et al., 1984, Grant et King, 1984 et Stea et al., 1985). Cette séquence de nappes de tills flués à faciès "calédoniens" (fig. 27) accrédite l'hypothèse d'une calotte glaciaire résiduelle (?) post-Phase Chignectou au Wisconsinien supérieur.

De plus, la date de 6080 + 80 ans B.P. (c.f., p.115) obtenue sur des couches organiques, échantillonnées à la base d'une tourbière (Lowdon et Blake, 1978) et située sur les Calédoniennes, vient par surcroît appuyer cette hypothèse. Par conséquent, l'unité de till équivalente à celle de McCarron Brook, serait absente ou enfouie sous d'autres dépôts, dans le secteur des Calédoniennes, comme cela semble démontré à Hillsborough.

Les tills inférieurs des coupes 371 et 394 peuvent aussi se corréler aux nappes inférieures des coupes 201 et 457, ainsi qu'aux Tills de Joggins et d'Eatonville qu'on retrouvent en Nouvelle-Écosse (Stea, 1983). Ces tills ont pu se déposer à la fin du Wisconsinien moyen, il y a environ 30 000 ans . En fait, l'absence de repères chronostratigraphiques empêche de conclure à un âge plus ancien.

Ensuite, les tills intermédiaires des coupes 201, 457 et 371, le till supérieur de la coupe 394 et le till inférieur de la coupe 510 sont probablement d'âge fin Wisconsinien moyen ou début Wisconsinien supérieur. Ils surmontent les unités précédentes et se corrèlent, soit encore au Till de Joggins, soit au Till de Shulie Lake. Dans le secteur situé au nord du plateau, la mise en place des tills correspond à l'Écoulement de la rivière Pollett, de la Phase Chignectou (Rampton et Paradis, 1981 et Rampton et al., 1984). Grant et king (1984, p.179) situent cette phase au Wisconsinien moyen.

Les sédiments inter-tills des coupes 510 et 457 se corrèlent avec la séquence deltaïque de la coupe 201, et sans doute avec le complexe des tills d'écoulement de la coupe 371. Ces sédiments seraient associés à la

récurrence de l'Écoulement de la rivière Pollett de la Phase Bantalor (Rampton et al., 1984) ou de Kent (Rampton et Paradis, 1981), d'âge Wisconsinien supérieur. Ils se corrèlent au Till de Joggins, vers la fin de la Phase d'Eatonville (?).

Les tills supérieurs des coupes 457 et 510, les tills d'écoulement à la coupe 371, et l'unité fluvio-glaciaire qui affleure au sommet de la coupe 201, semblent correspondre à une détérioration climatique qui aurait permis une nouvelle expansion locale des petites calottes satellites. Par ailleurs, les fabriques de till effectuées à l'est des Calédoniennes, près de Hopewell (till de Hopewell) et les marques d'érosion glaciaire à cet endroit, indiquent clairement un écoulement tardi-glaciaire vers l'E. Ces unités se corrèlent au Till de Shulie Lake, en Nouvelle-Écosse (Stea et al., 1985). On aurait un phénomène identique pour l'extrémité ouest du plateau calédonien, où un dernier mouvement glaciaire vers le SO a été observé. Ces évènements surviennent à la toute fin du Wisconsinien supérieur, lors de l'Écoulement de Tantramar, de la Phase Bantalor.

Enfin, les sédiments glacio-marins de la mer de De Geer, d'âge tardi-glaciaires et holocènes, sont corrélés au membre d'Advocate Harbour (c.f. p.110), de la Formation de Five Islands, sur la base du faciès glacio-marin surmonté par le faciès marin d'exondation (Swift and Borns, 1967 et Stea et al, 1985).

PARTIE III

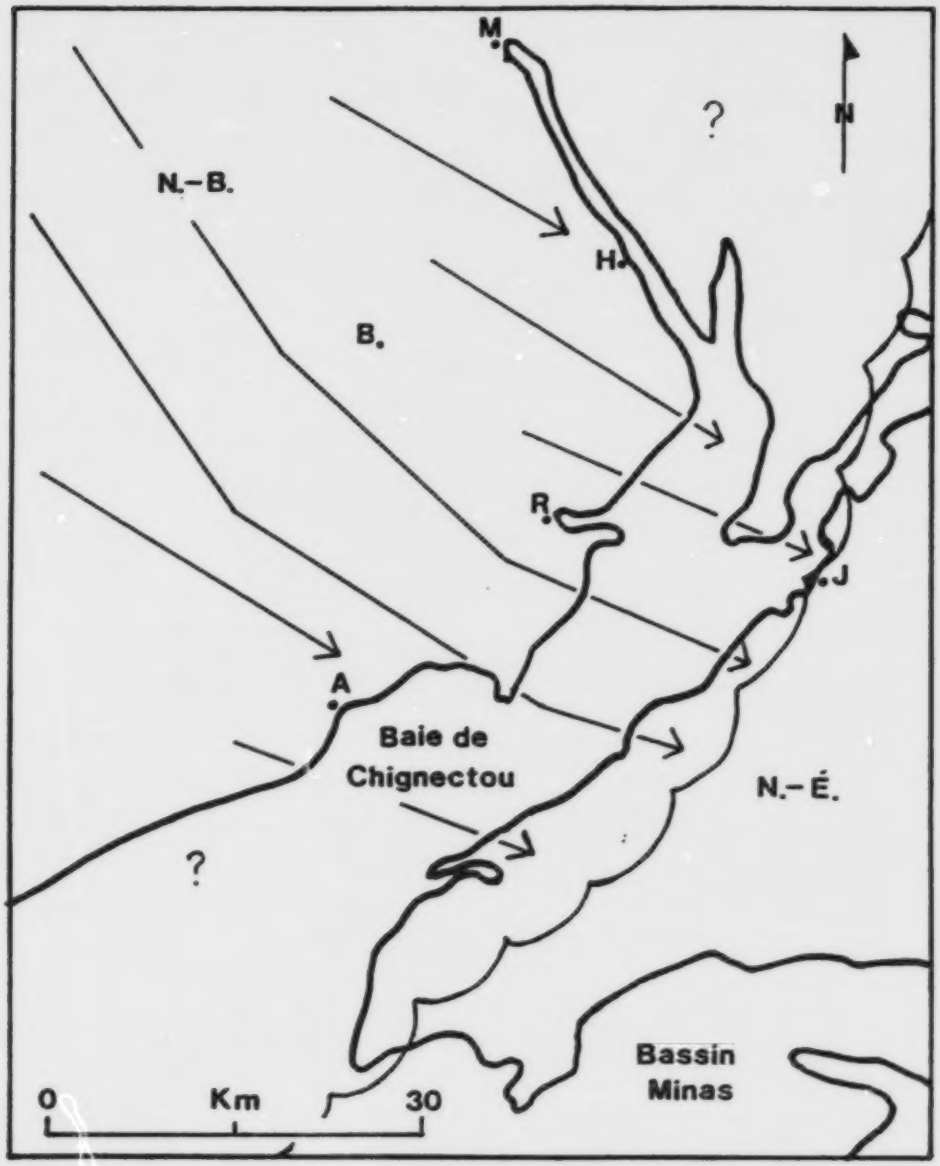
CHAPITRE 6 - LA PALÉOGÉOGRAPHIE

6.1 - Événements pré-Wisconsiniens

Une période d'érosion sub-aérienne, précédant les épisodes glaciaires du Cénozoïque, est certainement responsable de l'héritage géomorphologique des versants en périphérie des monts Calédoniens. Ceux-ci ont été disséqués aisément, car les conglomérats du Carbonifère inférieur sont mal consolidés, notamment entre Berryton et Parkindale (McLeod, 1979). On comprend mal que ce concept d'héritage géomorphologique ait été appliqué par Rampton et al. (1984, p. 8-11) dans plusieurs secteurs du Nouveau-Brunswick, mais qu'il ne l'ait pas été dans la région des Calédoniennes.

6.2 - Le Wisconsinien inférieur

Vers 70 000 A.A. environ, au Wisconsinien inférieur, une détérioration climatique s'amorce sur l'ensemble du territoire, et probablement à l'échelle de la province (Grant,1977; et Prest,1977). Cet évènement produit un premier écoulement glaciaire vers le NNO à partir du versant septentrional des Calédoniennes. Son extension maximale n'est pas connue. Les niches glaciaires qu'on retrouve dans la région de Rosevale et de Shenstone se sont peut-être modelées à cette époque. Ce glacier qui s'écoulait vers le NNO a été, par la suite, englobé par un second glacier beaucoup plus important, venant du NO (fig. 38).



M = Moncton
H = Hillsborough
B = Berryton
R = Riverside-Albert
A = Alma
J = Joggins

N.- B. = Nouveau-Brunswick
N.- É. = Nouvelle-Écosse
→ = Sens de l'écoulement glaciaire
= Position approximative de la marge glaciaire

Figure 38 Paléogéographie au Wisconsinien inférieur, environ 50 000 ans B.P. (début de la Phase Caledonia)

Cet évènement est marqué par des recoupements de stries, dans le secteur des crêtes d'Anagance. Cette nouvelle masse de glace a traversé le massif des monts Calédoniens et a déposé le till qu'on retrouve à Hillsborough (Schroeder et Arseneault, 1978). Ce till d'âge Wisconsinien inférieur n'est identifié qu'à cet endroit sur le terrain d'étude. Le glacier aurait également traversé la baie de Chignectou et aurait mis en place le Till de McCarron Brook en Nouvelle-Écosse (Stea et al., 1985). Pour Rampton et al. (1984), cet écoulement correspond à la Phase Caledonia.

6.3 - Le Wisconsinien moyen

Vers la fin du Wisconsinien inférieur et au début du Wisconsinien moyen, il y a environ 43 000 ans B.P. (Blake, 1983), une période de retrait glaciaire survient. La doline de Hillsborough est alors colmatée par des dépôts silteux et organiques, piégeant, entre autres, un mastodonte (Schroeder et Arseneault, 1978). À ce moment, le climat est frais, avec une forêt ouverte et discontinue de type boréal (Mott, 1972).

Cette amélioration climatique accentue l'érosion autour du plateau des Calédoniennes jusqu'à ce qu'une nouvelle détérioration climatique apparaisse vers 30 000 B.P. (Grant et King, 1984, tableau 1 et Stea et al.,1985, fig. 29).

6.4 - Le Wisconsinien supérieur

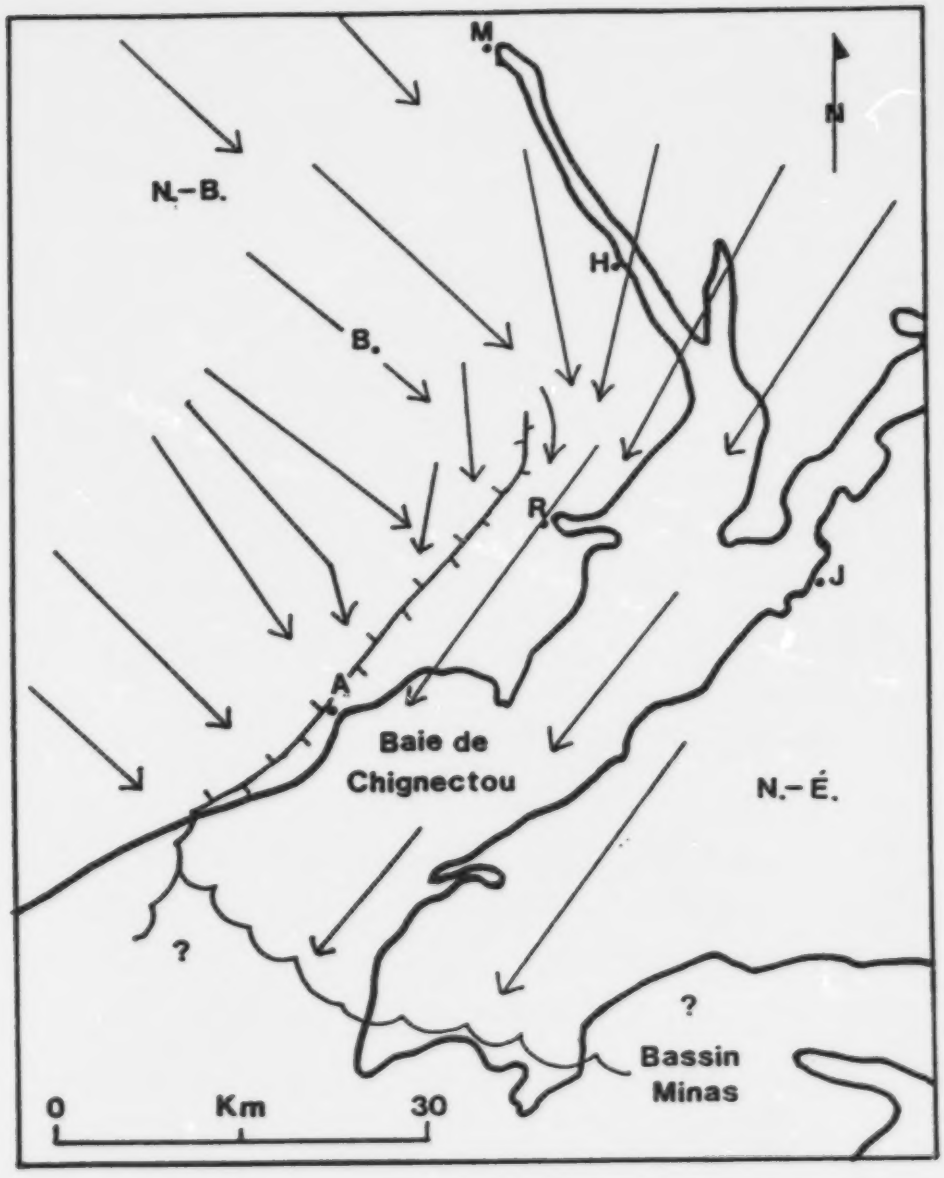
Vers la fin du Wisconsinien moyen, les provinces maritimes de l'Est du Canada deviennent le site d'expansion de plusieurs petites calottes

glaciaires (c.f., p.5). Deux centres importants de dispersion glaciaire affecteront la zone d'étude: le Centre de Gaspereau situé au nord des crêtes d'Anagance et le Centre d'Escuminac localisé un peu au nord-est de l'île-du-Prince-Edouard (Rampton et al., 1984 et Rampton et Paradis, 1981).

Dans un premier temps, la calotte de glace, qui s'écoule depuis le Centre de Gaspereau, vient buter, voire peut-être surmonter le flanc nord des Calédoniennes et déborder sur le versant nord-est, tels que démontré par la deuxième famille de stries et par les tills inférieurs des coupes 457 et 201, dans ce secteur. La teinte rouge et la quantité de galets détritiques du Carbonifère inférieur (c.f. p. 68), contenus dans le till de surface du plateau, semblent indiquer que la glace a surmonté le flanc nord des Calédoniennes et s'est écoulée vers le SSE, puis vers le SE en traversant les crêtes de Shepody; mais elle ne semble pas avoir atteint la Nouvelle-Écosse. Cette glace a déposé le till inférieur gris à la coupe 371 et le till inférieur rouge à la coupe 394. La majorité des stries sur le plateau est attribuée à cet écoulement.

Parallèlement, la glace qui déborde sur le flanc nord-est et est des Calédoniennes, ainsi que celle qui descend vers le SE depuis le flanc méridional, sont, à leur tour, englobées par le glacier de Chignectou (Chalmers 1895). Celui-ci s'écoule vers le S et vers le SO dans la baie du même nom. Ce glacier provient du Centre de dispersion glaciaire d'Escuminac (Rampton et Paradis, 1981).

Cette coalescence des glaciers a pour effet de créer des "courants de glace" qui sont responsables du déplacement dans le sens horaire des marques d'érosion glaciaire, entre Stoney Creek et Hopewell Cape (fig.7). En



M = Moncton
H = Hillsborough
B = Berryton
R = Riverside-Albert
A = Alma
J = Joggins

N.- B. = Nouveau-Brunswick
N.- É. = Nouvelle-Écosse
→ = Sens de l'écoulement glaciaire
= Position approximative de la marge glaciaire

Figure 39 Paléogéographie au Wisconsinien moyen ou supérieur, environ 25 000 ans B.P. (Phase Chignectou ?)

effet, les orientations des stries changent de direction, soit vers le SE, puis le S, et enfin le SO (Foisy et Prichonnet, 1988a).

Le glacier de Chignectou s'étend alors vers le SO en façonnant les crêtes de Shepody en rochers profilés, en formant des traînées de till à l'arrière des buttes rocheuses et en longeant la bordure sud des Calédoniennes. En tenant compte de la profondeur de la baie de Chignectou et de l'altitude maximale des stries d'orientation SO, observées sur le substratum rocheux dans ce secteur, le glacier de Chignectou devait avoir une épaisseur minimale de 250 m. Il dépose un till rouge sur le till inférieur gris de la coupe 371 et un till brun sur le till rouge à la coupe 394.

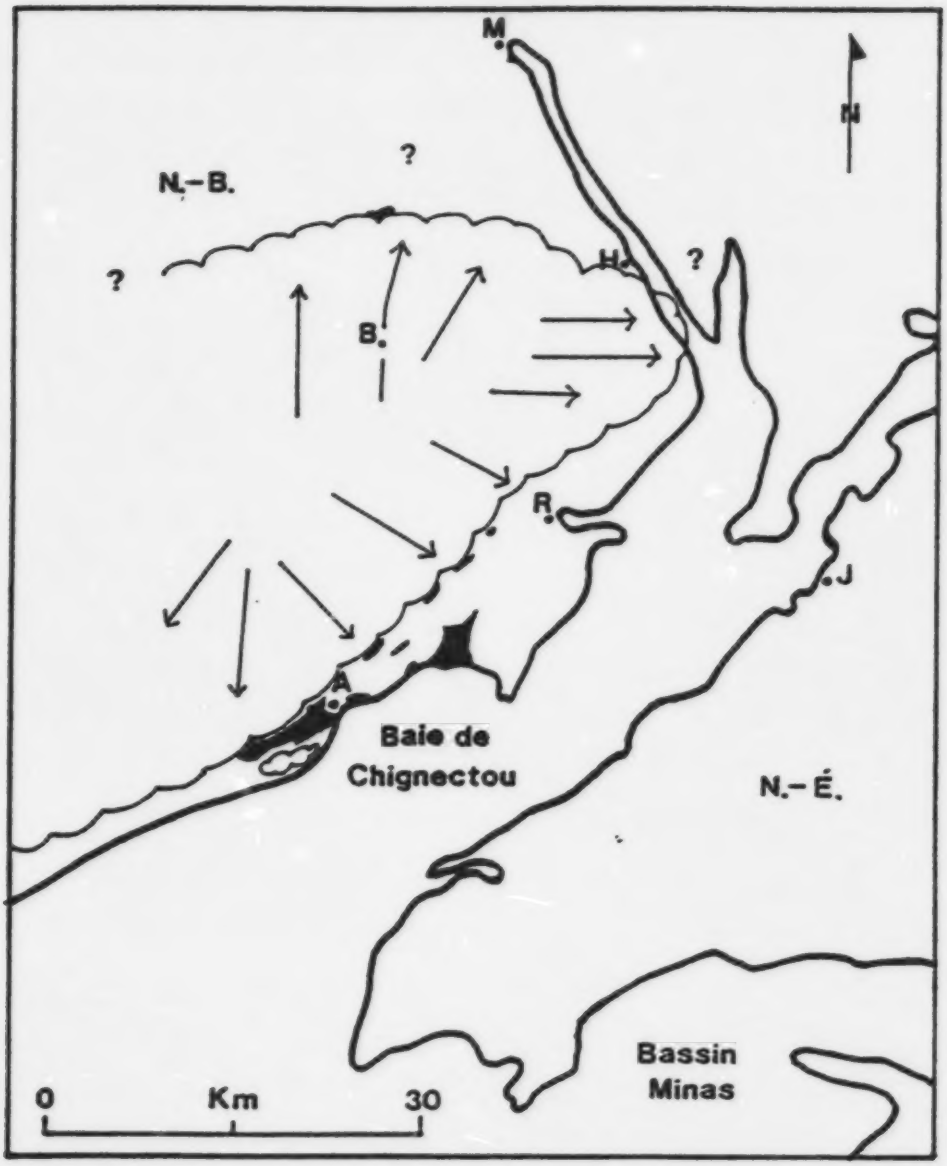
8.5 - Le Wisconsinien supérieur tardif

À la fin du Wisconsinien supérieur et au début de la déglaciation, vers 14 000 A.A. (Rampton et al., 1984; et Stea, 1988), le glacier des Calédoniennes, précédemment envahi par le glacier de Chignectou, se sépare de celui-ci, à la manière d'une fermeture à glissière qu'on ouvre. On assiste alors à: (1) la mise en place des sédiments fluvio-glaciaires de contact de type terrasse de kame (Greiner 1974) et de plaine d'épandage, à l'altitude de 125 m; (2) la déposition du complexe de till d'écoulement à la coupe 371, à l'altitude de 50 m; et (3) la construction des deltas glacio-marins d'Alma et de Waterside, à 39 et 30 m d'altitude respectivement.

Les glaces s'amincissent et le retrait se fait dans une direction contrôlée en partie par la topographie. Sur le plateau, à l'ouest et à l'est, ainsi qu'au nord sur les crêtes d'Anagance, on assiste à un réajustement de l'équilibre glaciaire et à une modification des directions d'écoulement de la

glace. Celle-ci se traduit par des écoulements tardifs vers le SO, dans le secteur ouest du plateau, vers l'E dans le secteur est, et vers le NNE, puis vers le NE, dans le secteur des crêtes d'Anagance, comme l'indique la dispersion des shales de la Formation d'Albert dans le till supérieur (voir fig. 21). Il s'agit donc d'écoulements glaciaires radiaux à partir du plateau des Calédoniennes. La distribution radiale des paléocourants des dépôts fluvio-glaciaires, autour du plateau, corrobore cette affirmation. Ces mouvements, donc, peuvent être associés à la Phase Bantalor (ou Kent) et à l'Écoulements de Tantramar, dans la partie est, et à l'Écoulement de la rivière Pollett dans le secteur des crêtes d'Anagance (Rampton et Paradis, 1981).

Enfin, le retrait final des glaces sur le plateau permet de construire un complexe morainique de type Rögen, près du lac McFadden et un complexe d'eskers, près de la rivière Pollett au nord du Parc National de Fundy. Ces évènements tardifs coïncident avec l'incursion de la mer de De Geer dans la baie de Chignectou qui talonne le glacier en retrait vers le NE.



M = Moncton
H = Hillsborough
B = Berryton
R = Riverside-Albert
A = Alma
J = Joggins

N.- B. = Nouveau-Brunswick
N.- É. = Nouvelle-Écosse
= Dépôts fluvio-glaciaires
= Sens de l'écoulement glaciaire
= Position approximative de la marge glaciaire

Figure 40 Paléogéographie au Wisconsinien supérieur tardif, environ 14 000 ans B.P. (Phase post-Chignectou) (Limite suggère ici, l'extension maximum)

CHAPITRE 7 - INVASION MARINE ET AFFORESTATION

7.2 - Étude des littoraux

- Observations

L'étude qui suit aborde le problème de l'émergence des côtes, après la fonte des glaciers et lors de l'invasion de la mer de De Geer (Lougee, 1953), dans la baie de Chignectou. Stea et Wightman (1987) ont obtenu des dates entre 14 300 et 12 600 BP sur des débris de coquilles marines, recueillies à la base d'un delta glacio-marin, de la rive sud de la baie de Chignectou. Ces dates fournissent un âge minimum pour l'incursion de la mer de De Geer dans la baie de Chignectou.

La figure 41, qui s'inspire de Stea (1988), montre la position des principaux niveaux marins déduits de la position des deltas et des plages entre Alma et Stoney Creek. Les isolignes ont été tracées en tenant compte de la fréquence et de la position des sites présentant des phénomènes littoraux aux mêmes altitudes. Les données d'observation sont présentées à l'annexe H. Ces courbes permettent d'émettre une hypothèse de travail sur les causes reliées aux fluctuations eustatiques et isostatiques dans la baie de Chignectou. Sur cette figure, on tente de corréler les isolignes d'émergence marine à l'ouest de la baie de Chignectou avec celles à l'est et dans le Bassin Minas, en Nouvelle-Écosse.

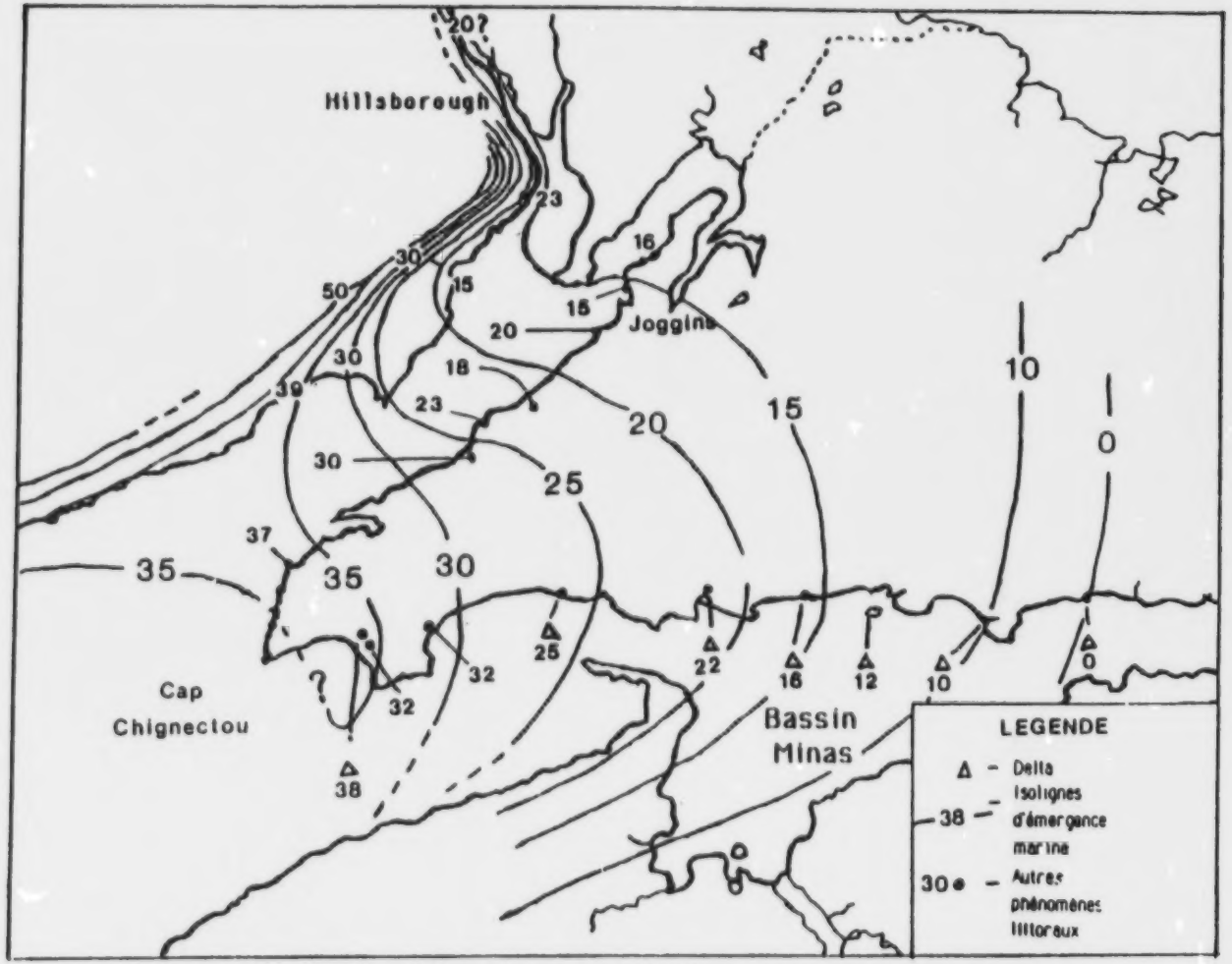


Figure 41 Carte régionale de corrélation des niveaux de terrasses marines sur le littoral de la baie de Chignectou (Adapté de Stea, 1988).

- **Discussion**

Rampton et al. (1984) ont observé la présence de plages soulevées à l'altitude de 75 m près de St-Jean, au sud-ouest des Calédoniennes, et un delta à 48 m entre cette ville et le village d'Alma, le long du littoral de la baie de Fundy. Selon eux, les isolignes d'émergence marine longeraient la bordure des Calédoniennes et la baie de Fundy et s'inclineraient vers l'est, dans l'axe de la baie, ce qui est en partie contradictoire à nos observations. Nous croyons, comme (Stea, 1988, p. 349), que ces isolignes se détachent de la côte pour aller rejoindre les phénomènes littoraux de même altitude sur l'autre rive de la baie .

Scott et al. (1987) proposent la présence d'une calotte glaciaire tardive, ancrée en partie sur les monts Cobequids en Nouvelle-Écosse et en partie sur les crêtes de Shepody, pour expliquer la décroissance des phénomènes littoraux vers l'est et le nord-est, et l'altitude élevée de ceux-ci sur l'isthme de Chignectou (fig. 41). Ceci paraît invraisemblable puisqu'aucune forme d'érosion ou d'accumulation associée à un lobe tardif n'a été relevée sur les crêtes de Shepody. De plus, cette hypothèse expliquerait difficilement la décroissance des isolignes vers l'E et vers le NE que nous pouvons construire à partir des terrasses marines identifiées le long du littoral.

Stea (1988) rejette l'hypothèse de Scott et al. (1987), sur la base des travaux effectués dans les régions situées à l'est de la baie de Chignectou et dans le Bassin Minas. Reprenant l'idée de Prest (1970), il croit que la diminution des altitudes marines vers l'E, dans le Bassin Minas, et vers le NE, dans la baie de Chignectou, est due au retard des phénomènes littoraux à se former lors de la transgression marine et ceci à cause de la calotte de Chignectou qui est toujours présente et qui se retire lentement vers le NE.

- **Conclusion**

Actuellement, les observations sur le littoral, jointes au schéma de déglaciation, convergent vers l'hypothèse de Stea (1988), avec toutefois, quelques modifications mineures.

Les sinuosités des courbes d'émergence marine (fig. 41) peuvent s'expliquer de plusieurs façons: 1) par la présence d'une masse de glace sur les Calédoniennes et sur les crêtes de Shepody qui crée une dépression isostatique notable près de la côte;

2) par une submersion marine qui pénètre par un ré-entrant entre les crêtes de Shepody et les Calédoniennes jusqu'au village de Riverside Albert, au moins. Cette hypothèse s'appuie sur la présence de terrasses formées de sédiments glacio-marins (?) à 50 et 60 m d'altitude(Rampton et al. 1984 fig.18);

3) par la faible épaisseur et le recul lent du glacier de Chignectou vers le NE. Ainsi le rebond isostatique serait ralenti, ce qui empêcherait le remaniement des dépôts glacio-marins, l'émergence étant simultanée à la déglaciation;

Mentionnons que Stokes et Keppie (1989) ont observé des déformations cassantes et des déplacements verticaux continus dans le substratum rocheux et dans les dépôts meubles le long de la rive nord du Bassin Minas. Ces déformations récentes seraient liées au sytème de failles Glooscap-Chedabucto qui longe la partie sud des monts Cobequids. Celles-ci ont très probablement modifié l'altitude de la côte.

7.2 - Colonisation par les plantes et submersion récente du littoral

À l'aide d'études palynologiques et micro-paléontologiques, Mott (1985), Scott et Greenberg, (1983) et Smith et al. (1984) ont reconstitué les principaux événements climatiques pour la région d'étude.

On peut les résumer ainsi: entre 12 600 B.P. et 11 700 B.P., pendant que se termine la déglaciation, les plantes envahissent déjà le sud-ouest du Nouveau-Brunswick. L'environnement est de type toundra. Le réchauffement se poursuit, et à 11 700 B.P. la forêt d'épinette colonise toute la Nouvelle-Écosse et probablement la région d'étude. Vers 11 000 B.P. et jusqu'à 10 000 B.P., les provinces maritimes de l'Atlantique vont entrer dans un petit âge glaciaire. La coupe de Brookside (Mott et al., 1986), dans le Bassin Minas en Nouvelle Écosse, témoigne en faveur de cette hypothèse: des couches organiques enfouies sous un diamicton épais de 1 m ont été datées à 11 100 ± 100 B.P. (GSC-2930).

De 10 000 B.P. à 5600 B.P., le climat s'améliore à nouveau et finalement, vers 5600 A.A. et 4500 A.A. une lente submergence marine se fait sentir dans la région de Germantown, plus précisément à Mary's Point, près de Harvey Bank (Smith et al.,1984 et Scott et Greenberg, 1983). Cette submersion s'accentue rapidement entre 4500 et 4000 A.A., avec un taux de sédimentation évalué à 1 m/100 ans, qui diminue lentement vers 2000 A.A., pour atteindre le taux de sédimentation actuel, soit 15 cm/année.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Cette étude sur la géomorphologie glaciaire et la stratigraphie du Quaternaire a permis d'améliorer le schéma paléogéographique admis à ce jour dans le secteur sud-est des monts Calédoniens.

À l'aide des fabriques, des comptages pétrographiques et des quelques indices géochimiques dans les matrices de till, on différencie trois ou quatre nappes de till. L'analyse texturale permet de distinguer deux types de till: un till gris "Calédonien" graveleux, sablo-limoneux (Folk, 1968), et un till rouge "Carbonifère" limoneux, sablo-graveleux. Les fabriques et les déformations dans le till indiquent la présence de glaces actives lors de la formation des moraines de type Rögen, près du lac McFadden.

L'alignement de quelques dépôts fluvio-glaciaires sur le versant sud des calédoniennes suggèrent une scission entre deux lobes glaciaires: un premier lobe qui se retire vers le NE dans la baie de Chignectou et un second, qui depuis les zones périphériques, recule progressivement vers la partie centrale du plateau des Calédoniennes. La distribution radiale des paléocourants mesurés dans les sédiments fluvio-glaciaires autour du plateau le confirme.

L'étude morphoscopique de quelques galets de till montre que les fragments ignés et de conglomérats maintiennent une forme en disque aplati ou en baguette et des arêtes vives, quelle que soit leur distance par rapport au massif igné des calédoniennes. Parallèlement, la dispersion glaciaire indique que ces fragments ignés créent un "bruit de fond" important, en

raison des conglomérats locaux qui en sont fortement constitués. À l'inverse, les grès du Carbonifère inférieur, les shales noirs de la Formation d'Albert et les calcaires du Groupe de Windsor sont de bons indicateurs de transport glaciaire. Soulignons que les shales noirs de la Formation d'Albert se retrouvent dans le till supérieur à Rosevale, et confirment ainsi un écoulement tardif vers le N, dans la région des crêtes d'Anagance.

La carte et les données géochimiques des matrices de till indiquent quelques anomalies multi-éléments, dont certaines en cuivre (voir annexe). Celles-ci mériteraient d'ailleurs d'être mieux circonscrites. Ces anomalies sont localisées au site 376 au sud du lac McFadden et au nord du parc National de Fundy à environ 2 km au sud-ouest de l'ancienne mine Teahan's.

Enfin, l'étude des littoraux permet de présenter un patron complexe des isolignes de l'émergence marine, en relation avec une calotte de glace sise sur les Calédoniennes au Wisconsinien supérieur. Leur orientation s'harmoniserait avec un retrait lent du glacier de Chignectou vers le NE.

L'étude démontre que les Calédoniennes ont été englacées au Wisconsinien supérieur: des évidences pédologiques sédimentologiques, stratigraphiques, autant les formes d'accumulation glaciaire que les formes d'érosion, et quelques datations au ^{14}C appuient cette hypothèse.

Les études futures, dans ce secteur, devraient s'orienter vers l'exploration minérale à l'aide de la géochimie des tills dans le secteur du plateau. Ces résultats pourraient permettre une meilleure connaissance des traînées de débris minéralisés et de préciser encore les sens des écoulements glaciaires successifs. De plus, la recherche de nouvelles

coupes lithostratigraphiques et l'étude palynologique de quelques lacs du plateau, comme le lac Fenton ou l'étang artificiel d'Hillsborough, où fut trouvé le mastodonte, amélioreraient sans doute la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire. Enfin, des sondages dans le marais de Germantown permettraient peut-être d'identifier des dépôts plus anciens que ceux que nous attribuons, ici, au Wisconsinien supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

AARIO, R., Classification and terminology of moraine landforms in Finland, Boreas, Vol. 6, 1977, p. 87-100.

BARR, S.M., Field relations, petrology and age of Plutonic and asso- ciated metavolcanic and metasedimentary rocks, Fundy National Park area, New Brunswick, In Current Research, Part A, Geological survey of Canada, Paper 87-1A, 1987, p. 263-280.

BARR, S.M. et WHITE, C.E., Field relations, petrology, and age of the north-eastern Point Wolfe River pluton and associated metavolcanic and meta-sedimentary rocks, eastern Caledonian Highlands, New Brunswick, In Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 88-1B, 1988, p. 55-67.

BIRKELAND, P.W., Soils and Geomorphology, Oxford University Press, New York, 1984, p. 372.

BLAKE, W.Jr., Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXIII, Geological survey of canada, Paper 83-7, 1983, P. 33.

BOSTOCK, H.S., Physiographic regions of Canada, Geological Survey of Canada, 1970, Map 1254 A.

BOULTON, G.S., Flow tills and related deposits on Some Vestspitsbergen glaciers, Journ. Glaciol., Vol 7, 1968, p. 391-412.

BOULTON, G.S, Till Genesis and fabrics in Svalbard, Spitsbergen, In Goldthwait, R. P. (Ed), Till: A symposium, Ohio state Univ. Press, Columbus, 1971, p. 41-72.

BOULTON, G.S, Processes and patterns of glacial erosion, In Coates, D. R., Glacial Geomorphology, Proceed, 5th Ann. Geomorphol. Sympos., Binghampton, N. Y., State U. New York, 1974, p. 11-40.

BOULTON, G.S, Boulder shapes and grain-size distribution of debris as indicators of transport paths trough a glacier and till genesis, Sedimentology, Vol. 25, 1978, p. 773-799.

CHALMERS, R., Report on the surface geology of western New-Brunswick with special reference to the area included in York and Carleton counties, Geological Survey of Canada, Report of progress, 1882-1884, Part XI, 1884, p.47.

CHALMERS, R., Rapport préliminaire sur la géologie superficielle du Nouveau-Brunswick, Commission Géologique du Canada, Rapport Annuel pour 1884-1885, Vol. 1, Part G.G., 1885, p.61.

CHALMERS, R., Report on the surface geology of southern New Brunswick, Geological Survey of Canada, Summary Report for 1889, Vol. 4, Part N, 1890, p. 98.

CHALMERS, R., Rapport sur la géologie de surface de l'est du Nouveau-Brunswick, du nord-ouest de la nouvelle-Écosse et d'une partie de l'Île du Prince-Edouard, Commission géologique du Canada, Rapport Annuel pour 1894, Vol. 7, Part M, 1895, p.169.

COWAN, W.R., Ribbed moraine: Till fabric analysis and origin, Can. Journ. of Earth Sciences, Vol. 5, 1968, p.1145-1159.

DERRUAU, M., Précis de géomorphologie, Masson, Paris (6^{em} ed.), 1974, p. 453.

DIONNE, J.C., Le rocher profilé: une forme d'érosion glaciaire négligée, Géogr. Phys. et Quat., Vol. 38, 1984, p. 69-74.

DIONNE, J.C., Tadpole rock (roc drumlin): A glacial streamline moulded form, in: Menzies, J. & Rose, J., Drumlin Symposium, Balkema /Rotterdam, 1985, p. 149-159.

DREIMANIS, A., Tills, their origin and properties (geologic aspects), in: Legget, R.F., Glacial till, The Royal Society of Canada, Spec. pub., no. 12, 1976, p. 11-49.

DREIMANIS, A, Till and tillite, in: Fairbridge, R.W. & Bourgeois, J., The encyclopedia of sedimentology, Pennsylavania, 1978, p. 805-810.

DREIMANIS, A., Deformation till and its equivalent, In GAC MAC, Programme et Résumé, vol. 14, A 111, 1989, p. 27.

DREIMANIS, A. and VAGNERS, V.J., Bimodal distribution of rock and mineral fragment in basal tills, In: Goldthwait, R.P., Till: A symposium, columbus, 1971, p. 237-250.

ELSON, J.A., The geology of tills, Proc. 14th. Can. Soil Mech. Conf. Nat. Res., Counc. Tech. memorandum, Ottawa, No. 69, 1961, p 5-17.

EYLES, N., EYLES, C.H. and MIALL, A.D., Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences, sedimentology, Vol. 30, 1983, p. 393-410.

EYLES, N., and MIALL, A.D., Glacial facies, In: Walker, R.G. (ed) Facies models, Geoscience Canada, Reprint series I, 1984, p. 15-38.

FEININGER, T. Chemical weathering and glacial erosion of crystalline rocks and the origin of till, U.S. Geol. Surv., Paper 750-C, 1971, p. C65-C81.

FLAHERTY, G.F., Teahans prospect claim group and vicinity, Geological report, Copy of the manuscript on file with the Provincial Geologist, Fredericton, 1963, p. 7.

FLAHERTY, G.F., et NORMAN, G.W.M., Carte géologique 648 A, Albert, Commission Géologique du Canada, 1930, Échelle 1:63 360.

FLINT, R. F., Glacial and Quaternary geology, Wiley & Sons, New York, 1971, p. 892.

FOISY, M. et PRICHONNET, G. Glaciation and deglaciation in the northeast part of the Caledonian Highlands, New Brunswick - Glacial dispersal and mineral geochemistry of tills, 13th Ann. review of activities, N.B., Dept. of Nat. Res. and Energy, Min. and Energy Div., 1988 A, p. 90-92.

FOISY, M. et PRICHONNET, G., Géologie et stratigraphie Quaternaire sur le flanc Nord Est des Calédoniennes, VI ᵉCongrès de l'AQQUA, Rimouski, Résumé des communications, 1988 B, p. A6.

FOLK, R.L., Petrology of sedimentary rocks, Hemphill's publishing company, Austin, texas, 1968, p. 170.

FOLK, R.L. and WARD, W.C., Brazos river bar, a study in the significance of grain-size parameters, Journ. Sediment. Petrol., Vol. 27, 1957, p. 3-27.

GOLDTHWAIT, J.W., Physigraphy of Nova Scotia, Geological Survey of Canada, Memoir 140, 1924, p.179.

GOVETT, G.J.S., Geochemical exploration studies in glaciated terrain, New Brunswick, Canada, in: Prospecting in areas of glacial terrain, Institute of mining and metallurgy, London, 1973, p. 11-24.

GRANT, D.R., Recent coastal submergence of the maritime provinces, Canada, Proceedings of the Nova Scotia institute of Sciences, Vol. 27, supplement 3, 1975, p. 83-102.

GRANT, D.R., Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada, Géogr. Phys. et Quaternaire, Vol. 31, nos 3-4, 1977, p. 247-260.

GRANT, D.R., Quaternary sea level change in Atlantic Canada as an indication of crustal delevelling, dans Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, N.A. Morner éd., John Wiley and Sons, 1981, p. 201-214.

GRANT, D.R. et KING, L.H., A stratigraphic framework for the Quaternary history of the Atlantic Provinces, in Quaternary stratigraphy of Canada - A Canadian contribution to IGCP project 24, ed. R.J. Fulton, Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 1984, p. 173-191.

GREINER, H.R., Geomorphology of the Fundy National Park, New Brunswick, Maritime Sediments, Vol. 10, 1974, p. 36-45.

HOLMES, C.D., Till fabric, Geol. Soc. Amer. Bull., No. 52, 1941, p. 1301-1352.

HOLMES, C.D., Evolution of till-stone Shapes, central New-York, Geol. Soc. Amer. Bull., No. 71, 1960, p.1645-1660.

HOPPE, G., Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norbotten, Geog. Annal., No. 34, 1954, p. 1-72.

KARLSTROM, E.T., Soil development in Quaternary glacial deposits, Waterton Park area, southwestern Alberta, Géogr. Phys. et Quaternaire, Vol. 42, N° 2, 1988, p 147-162.

KRUMBEIN, W.C., Textural and lithological variations in glacial till, Journ. Geol., Vol. 41, 1933, p. 382-408.

KRUMBEIN, W.C., Sediments and exponential curves, Journ. Geol., Vol. 45, 1937, p. 577-601.

LINDSAY, J.F., Clast fabric of till and its development, Journ. Sed. Petrol., Vol. 40, 1970, p. 629-641.

LINTON, D.L., The forms of glacial erosion, Transactions of the Institute of British Geographers, Vol. 33, 1964, p. 1-28.

LOHSE, H., Surficial geology and granular resources of Hillsborough East (21H/15E): N.B., Dept. of Nat. Res., Mineral Research Branch, 1974, Plate 74-122.

LOUGEE, R.J., A chronology of postglacial time in eastern North America, Sci. Month., Vol. 76, 1953, p. 259-276.

LOWDON, J.A. and BLAKE, W.Jr., Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVIII, G.S.C., Paper 78-7, 1978, p. 20.

LUNDQVIST, J., Problems of the so-called Rogën moraine, Sverig. Geol. Unders. Ser. C 648, 1969, p. 32.

MARK, D.M., Analysis of axial orientation data, including till fabrics, Geol. Soc. Amer. Bull., No. 84, 1973, p. 1369-1374.

MARK, D.M., On the interpretation of till fabrics, Geology, 1974, p. 101-104.

MATHEW, G.F., Report on the superficial geology of southern New Brunswick, Geological Survey of Canada, Report of Progress 1877-1878, Part 10, 1879, p. 40.

MCLEOD, C.R., Geology and mineral deposits of the Hillsborough area. Map area V-22 and V-23 (Parts of 21H/15E and 21H/15W), Dept. of Nat. Res. N.B. Mineral Resources, Map Report 79-6, 1979, p. 35.

MÉRIAUX, S., Contribution à l'étude de l'analyse granulométrique, thèse de Doctorat, Univ. de Paris, 1954, p. 118.

MINNEL, H., Transverse moraine ridges of basal origin in Morjedalen, Geol. Fren. Stockh. Forh., Vol. 99, 1977, p. 271-277.

MOTT, R.J., Pollen analysis, Geological Survey of Canada, Palynological Report 72-2, 1972.

MOTT, R.J., Late glacial climatic change in the Maritime Provinces, in Climatic change in Canada 5: Critical Periods in the Quaternary Climatic History of Northern North America, ed. C.R. Harrigton, Syllogeus, no. 55, 1985, p.281-300.

MOTT, R.J., MATTHEWS, JR, J.V., GRANT, D.R., and BEKE, G.J., A late-glacial buried organic profile near Brookside, Nova Scotia, in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, 1986 a, p. 289-294.

MOTT, R.J., GRANT, D.N., STEA, R.R, and OCCHIETTI, S. Late glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerod/younger Dryas event, Nature, vol. 323, no. 6085, 1986 b, p. 247-250.

NORMAN, G.W., Hillsborough map-sheet, Canada Department of Mines and Resources, 1941, Map 646 A.

PARENT, M., Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Québec, Unpublished Ph.D. thesis, University of western Ontario, London, 1987, 301p.

PELLETIER, J., Le relief des monts Calédoniens: Étude des bordures orientales du massif, Bull. Lab. Rhod. de Géomorph., No. 11-12, 1982, p. 35-53.

POOLE, W.H., SANFORD, B.V., WILLIAMS, H. and KELLEY, D.G., Geology of southeastern Canada, in: Douglas, R.J.W., Geology and minerals of Canada, Economic Geological Report no. 1, 1970, p. 227-304.

POTTER, R.R., HAMILTON, J.B and DAVIES, J.L., Geological map of New Brunswick, N.B. Dept. of Nat. Res., 1979, Map NR-1.

POWELL, R.D. A model for sedimentation by tidewater glaciers, Ann. Glaciol. 2, 1981, p.129-134.

POWELL, R.D., Glacial-marine sedimentation process and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glacier Bay, Alaska, In Molnia, B.F., (ed.), Glacial-marine sedimentation, Plenum Press, New York, 1983, p.185-232.

PREST, V.K., Quaternary geology of Canada, In Geology and Economic Minerals of Canada. Ed. R.J.W. Douglas, Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 1970, p. 676-764.

PREST, V.K., 1977. General stratigraphic framework of the Quaternary in eastern canada, Géogr. Phys. et Quaternaire, Vol. 31, nos. 1-2, p. 7-14.

PREST, V.K., and GRANT, D.R., Retreat of the last ice sheet from the maritime Provinces - Gulf of St-Lawrence region, Geological Survey of Canada, Paper 64-33, 1969, p. 15.

PRICHONNET, G., (en préparation).

RAMPTON, V.N. and PARADIS, S., Quaternary geology of Amherst map-area (21H)N.B., New Brunswick Dept. of Nat. Res., Map Report 81-3, 1981, p. 36.

RAMPTON, V.N., GAUTHIER, R.C., THIBAULT, J. and SEAMAN, A.A., Quaternary geology of New Brunswick, Geological Survey of Canada, Memoir 416, 1984, p. 77.

RAPPOL, M., Aspects of ice flow pattern, glacial sediments, and stratigraphy in northwest New Brunswick, In: Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, paper 86-1B, 1986, p. 223-237.

RUITENBERG, A.A., VENUGOPAL, D.V. and GILES, P.S., "Fundy cataclastic zone", New Brunswick: evidence for post-Acadian penetrative deformation, Geol. Soc. of Amer. Bull., Vol. 84, 1973, p. 3029-3044.

RUITENBERG, A.A., FYFFE, L.R., MCCUTCHEON, S.R., ST. PETER, C.J., IRRINKY, R.R., and VENUGOPAL, D.V., Evolution of pre-Carboniferous tectono-stratigraphic zones in the New Brunswick Appalachians, Geoscience Can., Vol. 4, 1977, p. 171-181

RUITENBERG, A.A., GILES, P.S., VENUGOPAL, D.V., BUTTIMER, S.M., MCCUTCHEON, S.R., and CHANDRA, J., Geology and mineral deposits, Caledonia area, New Brunswick Dept. of Nat. Res., Memoir 1, 1979, p.165.

SCHROEDER, J. et ARSENEAULT, S., Discussion d'un karst dans le gypse d'Hillsborough, New Brunswick, Geogr. Phys. et Quaternaire., Vol. 32, 1978, p. 249-261.

SCOTT, F.P., Induced polarization survey for Mija Mines Limited on Teahan Group, Albert county, New Brunswick, Unpublished paper, Geosearch Consultants Limited, 1969, p. 7.

SCOTT, J.S., Geology of Canadian tills, In: Legget, R.F., Glacial till, ed., The Royal Society of Canada, spec. pub., No. 12, 1976, p. 50-66.

SCOTT, D.B. and GREENBERG, D.A., Relative sea-level rise and tidal development in the Fundy tidal system, Can. Jour. of Earth Sciences, vol. 20, 1983, p.1554-1564.

SCOTT, D.B. et MEDIOLI, F.S., Post-glacial emergence curves in the maritimes determined from marine sediments in raised basins, Proceedings, Canadian Coastal Conference, 1980, p. 428-446.

SCOTT, D.B., MEDIOLI, F.S., and MILLER, A.A.L., Holocene sea levels, paleoceanography, and late glacial ice configuration near the Northumberland Strait, Maritime Provinces, Can. Jour. of Earth Sciences, vol. 24, 1987, p. 668-675.

SEAMAN, A.A., Granular aggregate resources of southeastern New Brunswick, N.B. Dept. of Nat. Res. and Energy, Mineral Resources Division, Open Files Report 86-12, 1986, p. 89.

SEAMAN, A.A., Granular aggregate resources of Waterford (NTS 21 H/11) and Salmon River (NTS 21 H/6) map areas, New Brunswick, N.B. Dept. of Nat. Res. and Energy, Mineral Resources Division, Open File Report 88-1, 1988 a, p. 86.

SEAMAN, A.A., The late Wisconsinan glacial history of southern New Brunswick: an alternative model, Les annales de l'ACFAS, Recueil des résumés des communications, vol. 56, 1988 b, p. 116.

SHAW, J., Genesis of the Sveg tills and Rögen moraines of central Sweden: a model of basal melt-out, Boreas, Vol. 8, 1979, p. 409-426.

SHILTS, W.W., Glacial till an mineral exploration, In: Legget, R.F., Glacial till, ed, The Royal Society of Canada, Spec. pub. No. 12 1976, p. 205-224.

SMITH, D.A., SCOTT, D.B. et MEDIOLI, F.S., Marsh foraminifera in the Bay of Fundy: modern distribution and application to sea-level determinations, Maritime Sediments and Atlantic Geology, vol. 20, 1984, p. 127-142.

STEA, R.R., Holocene sea levels, paleogeography and late glacial ice configuration near the Northumberland strait, maritime provinces: discussion, Can. Journ. of Earth Sciences, Vol. 25, no. 2, 1988, p. 348-350.

STEA, R.R., Quaternary Glaciations, geomorphology, and Sea-level Changes: Bay of Fundy Region, In International advanced course on: Late Quaternary sea level correlations and applications, Halifax, Nova Scotia, ed. Nato Advanced Study Institutes Programme, 1987, p. 79.

STEA, R.R., Surficial geology of the western part of Cumberland County, Nova Scotia, in Current Research, part A, Geological Survey of Canada, Paper 83 1A, 1983, p.197-202.

STEA, R.R., Till Mapping and geochemistry: status report, in Report of Activities, Mineral Resources Division, Nova Scotia, Dept. of Mines and Energy, Report 82-1, 1982, p.45-54.

STEA, R.R., and WIGHTMAN, D.M., Age of the Five Islands Formation, Nova scotia, and the deglaciation of the Bay of Fundy, Quaternary Research, vol. 27, 1987, p. 211-219.

STEA, R.R., FINCK, P.W. et WIGHTMAN, D.M., Quaternary geology and till geochemistry of the western part of Cumberland County, Nova Scotia, (sheet 9), Geological Survey of Canada, Paper 85-17, 1986, p. 57.

STEA, R.R. et FINCK, P.W., Patterns of glacier movement in Cumberland, Colchester, Hants, and Pictou Counties, northern Nova Scotia, in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, 1984, p. 477-484.

STEA, R.R. et HELMSWORTH, D., Pleistocene stratigraphy of the Miller Creek section, Hants County, Nova Scotia, Nova Scotia Department of Mines and Energy, Paper 79-5, 1979, p. 15.

STOKES, T.R. and KEPPIE, J.D., Neotectonic and paleoseimic phenomena along the north shore of the minas Basin, Nova Scotia, in Program with abstract, Geological Association of Canada and Mineral Association of Canada, Vol. 14, p. A105, 1989, p.26.

SUGDEN, D.E. and JOHN, B.S., Glaciers and landscape: a geomorphological approach, Edward Arnold, London, 1976, p. 376.

SZABO, N.L., GOVETT, G.J.S., and LAJTIA, E.Z., Dispersion trends of elements and indicator pebbles in glacial till around Mt. Pleasant, New Brunswick, Canada, Can. Jour. of Earth Sciences, vol. 12, 1975, p. 1534-1556.

SWIFT, D.J.P. et BORNS, H.W., Jr., A raised fluvio-marine outwash terrace, north shore of Minas Basin, Nova Scotia, Journal of Geology, vol. 75, no. 6, 1967, p. 693-710.

TERASMAE, J., Pollen analysis report, Geological Survey of Canada, BR 69-15-2, 1979.

THIBAULT, J., Granular aggregate resources, Alma map area (21H/10), N.B. Dept. of Nat. Res., Mineral Resources Branch, Open File 78-5. 1978.

VATAN, A., Manuel de sédimentologie, Ed. Technip., Paris, 1967, p. 397.

WEEKS, L.J., The Appalachian region, In Stockwell, C.H., Geology and economic minerals of Canada, ed., Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Ser., No. 1. (4th Ed.), 1957, p. 123-205.

WENTWORTH, C.K., An analysis of the shapes of glacial cobbles, Journ. Sed. Petrol., Vol. 6, 1936, p. 85-96.

WRIGHT, W.J., Teahan prospect, Albert county, New Brunswick, N.B. Dept. of Nat. Res., Mineral Resources Division, Paper 40-4, 1940, p. 14.

PLANCHE I

1 - Système de queues de rat à polarités opposées, sur un affleurement de grès conglomératique. a) à droite, premier écoulement glaciaire, avec queues de rat orientées vers le N 340°; b) à gauche, second écoulement, avec queues de rat orientées vers le N 160°. Les crayons donnent l'échelle.

2 - Affleurement de grès strié, près de la bordure sud des Calédoniennes. La photo montre plusieurs recoupements de stries dont trois principales. La chronologie déduite est la suivante: 1) N 154°; 2) N 178° et 3) N 212°. L'échelle est indiquée par le crayon.

3 - Affleurement de volcanoclastite strié, sur le plateau des Calédoniennes. Les queues de rat indiquent un écoulement de la glace vers le N 168°. A noter la teinte rouge du till. Le stylo donne l'échelle.

4 - Coupe 394 à Harvey Bank (fig. 28). De la base au sommet, on voit: a) un till rouge; b) un pavage de blocs striés; c) un till brun. Les blocs striés montrent deux écoulements glaciaires. Un premier vers le SE et le second vers le SSO. (Voir figure 7). L'échelle est représentée par le pic.

PLANCHE I

PLANCHE II

5 - Vu de la coupe 371 à la rivière North (fig. 27). Celle-ci a une puissance de 25 mètres et présente de la base au sommet: a) un till gris; b) un till rouge; c) un complexe de tills flués; et d) un podzol. La personne située au niveau du complexe de tills flués, donne l'échelle.

6 - Coupe 457 à Rosevale (fig. 30). On y retrouve de la base au sommet: a) un till rouge; b) un till brun; c) une lentille diamictique rouge; d) des sables stratifiés; e) un till brun clair; f) des colluvions; et g) un podzol. La longueur totale du jalon dans la coupe est de 1.70 m.

7 - Coupe 510 de Parkindale (fig. 29) montrant deux tills bruns séparés par une lentille de sable épaisse de 15 cm. L'auteur donne l'échelle.

PLANCHE II

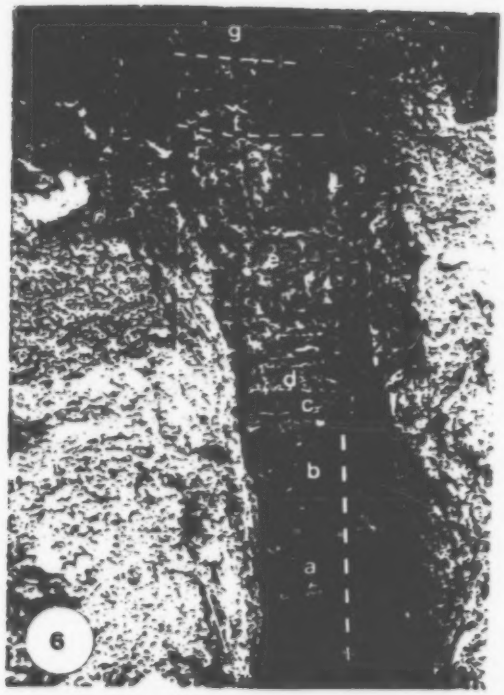


Planche III

8 - Vue vers l'ouest d'une terrasse de kame à Curryville, près d'Albert Mine's. Les paléocourants mesurés indiquent un écoulement des eaux de fonte vers le NNE (voir flèches noires). La pelle à la base et au centre de la coupe, donne l'échelle.

9 - Sables et graviers de chenaux de plaine d'épandage fluvio-glaciaire. Les paléocourants sont orientés vers le lecteur, soit vers l'O, vers le NNO et vers le N. La coupe est située à 10 km au NE du village d'Alma. Le sac à dos à la base de la coupe indique l'échelle.

PLANCHE III

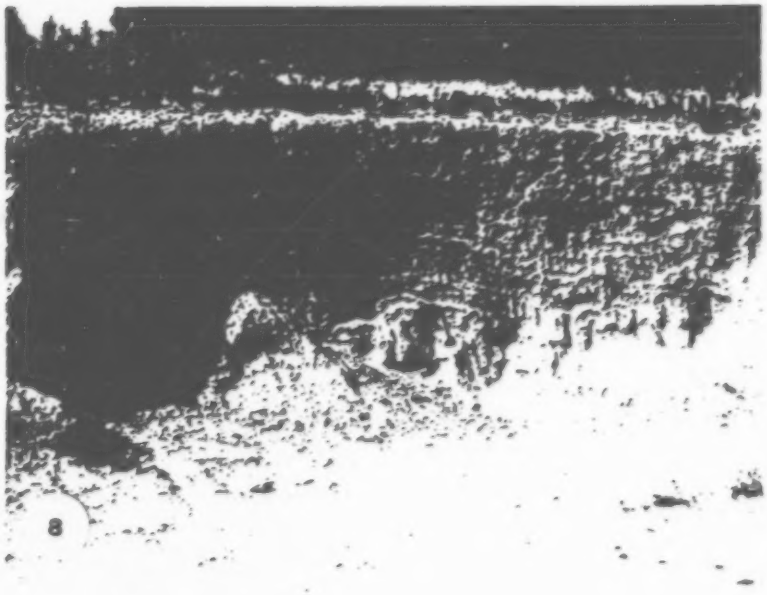
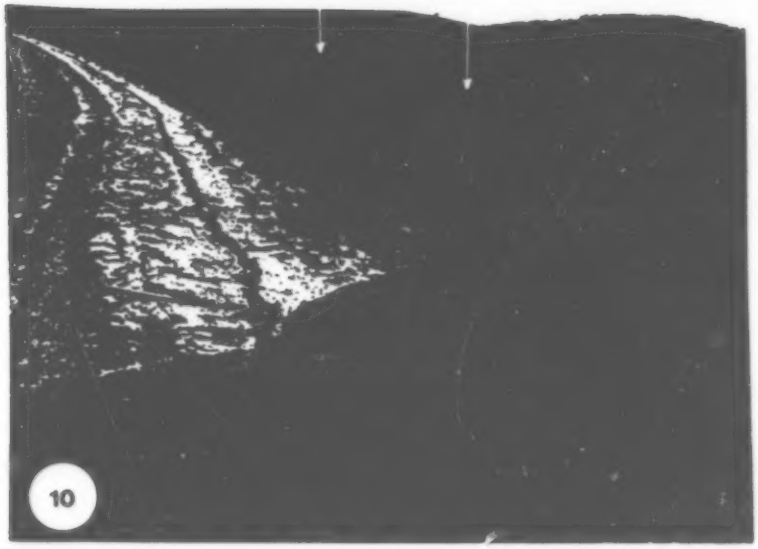


PLANCHE IV

10 - Vue vers l'ouest du delta de Waterside. Les flèches indiquent des chenaux comblés par des sédiments organiques, des tourbes et du bois. Le personnage, qui apparaît sur la droite de la photographie, permet d'évaluer l'épaisseur du dépôt.

11 - Détail des lits de tourbe et de bois surmontant des silts organiques dans les chenaux du delta de Waterside. Les silts organiques ont donné un âge au radiocarbone de 5 770± 90 B.P. Le marteau donne l'échelle.

PLANCHE IV



10

11

ANNEXE A

Localisation et azimut des sites d'érosion glaciaire

A 1

LOCALISATION ET AZIMUT DES SITES D'ÉROSION GLACIAIRE

Feuillet Hillsborough 21/H15
Coordonnées: quadrillage T.U.M.

No. site	Type *	Latitude Nord	Longitude Est	Azimut, surface supérieure (°)	Azimut, surface abritée (°)
MF 12	BL(S, Si)	508950	35950	042, 045	-
MF 23	S, Qr, Cl	508430	36025	117, 120	-
MF 24	S, Qr	508450	36035	123, 126	-
MF 109	S, Qr	506955	36630	198, 200	-
MF 110	S, Qr	506940	36630	200, 205	-
MF 218	S, Qr	507480	36830	176, 196	-
MF 222	S, Cl	507765	37150	160, 174, 180	-
MF 224	S, Cl	507790	37185	176, 178	-
MF 225	S	507800	37190	177	-
MF 230	S, Cl, Cr	507510	37180	185, 200	-
MF 231	S, Cnl	507415	37145	186, 216	-
MF 232	S, Cr	507380	37125	190	-
MF 236	S, Qr, Cnl	507350	37055	180, 182	-
MF 240	S, Qr	507340	37055	208, 225, 230	-
MF 254	S, Qr, Cl	507120	36640	194, 200, 204	-
MF 258	S, Qr, Cl	507490	37440	180.182	-
MF 263	S, Cl	507820	37655	107, 109	153, 155
MF 264 a	S, Qr, Cl	507815	37570	080, 086, 090	155, 166, 183
MF 264 b	S, Qr, Cl	507815	37570	080, 084	148, 175, 200
MF 265	S, Qr	507830	37620	180, 190	-
MF 266	S, Qr, Cl	507810	37575	180, 192, 207	-
MF 282	S, Cl	508325	37295	078, 144, 162	-
MF 291	S, Cl	508030	37650	080	163, 168
MF 292 a	S, Si, Cl	507910	37700	080, 086, 087	172, 174, 195
MF 292 b	S, Si	507910	37700	080, 084, 176	-
MF 286 a	S	507940	35935	026, 032, 124	-
MF 296 b	S, Qr	507940	35930	032, 044	-
MF 298	S	507890	35645	030, 058, 060	-
MF 304	S, Qr, Cl	508540	34640	020, 030, 360	-
MF 319	S, Qr	408480	36345	114, 117, 121	-
MF 320	S, Si, Cl	508740	35825	035, 044, 360?	120, 125
MF 321	BL(S, Si)	508780	35870	060, 120, 126	-
MF 322	BL(S)	508815	36060	118, 120, 135	-
MF 332	BL(S, Cl)	507925	35745	165, 352	-
MF 335	S, Qr, Cl	509310	35055	104, 114	-
MF 336	S, Qr	509310	35175	104	-
MF 337	S, Qr	508550	35480	065, 100, 120	-
MF 338	S, Si	50831	35425	058, 113, 150	-

A-2

MF 359	S	509175	36815	120, 153	-
MF 367	BL(S)	509300	36350	128,	-
MF 369	S	507750	36603	090	-
MF 370	S, Qr, Cl	508645	34610	058, 133, 360	-
MF 395 bi	S, Qr	508040	36035	017, 021, 036	-
MF 409 ai	S, Qr, Cl	508140	37420	142, 144	-
MF 409 bi	S, Qr, Cl	508140	37420	150, 156	-
MF 412 ai	S, Cl	508130	37785	208	-
MF 412 bi	S, Cl	508090	37825	196, 200	-
MF 419 ci	S, Si	506825	34680	152, 156	-
MF 419 di	S, Si	506885	34785	142, 145	-
MF 419 ei	S, Qr, Cnl	506875	34755	142, 145	-
MF 427 ai	S	507025	35150	060 (?)	-

Type * S = Stries et micro-reliefs des affleurements (Stoss and lee), striae
Si = Sillons; Small grooves
Cnl = Cannelures; grooves
Qr = Queues de rat; rat tails
Cl = Têtes de clou; nail heads
Cr = Marques en croissant; Crescentic gouges
Rm = Roches moutonnées
Bl = Blocs, boulders

A-3

LOCALISATION ET AZIMUT DES SITES D'ÉROSION GLACIAIRE

Coordonnées: quadrillage T.U.M. Carte Alma 21/10

No. site	Type	Latitude Nord	Longitude Est	Surface supérieure (°)	Surface abritée (°)
MF 129	S, Si	505730	35460	237	-
MF 130	S, Si, Cl	505220	35455	199, 205, 209	-
MF 140	S, Qr	506275	34775	141, 143, 145	-
MF 141	S, Qr	506075	34795	162, 165	-
MF 144	S, Cl	505560	36390	222, 224	118, 132, 150
MF 146	S	505480	36120	140, 220, 223	-
MF 151	S, Cl	506375	36020	227, 231, 234	117, 118
MF 152	S, Si, Cl, Sc	506365	36005	183, 196, 201	130, 138, 152
MF 157	S, Cl, Cr	505975	35880	226, 228, 236	-
MF 158	S	505995	35860	214, 230	-
MF 162	S, Si	506275	36150	229	-
MF 163	S, Si	505300	35105	238, 240	131, 135
MF 175	S, Si	505875	36110	208, 210	-
MF 176	S, Cl	505840	36125	225, 230	210, 214
MF 177	S	505810	36160	198, 201, 220	-
MF 185	S, Cl	505930	36165	240	-
MF 186	S	505970	36000	210	-
MF 188	S, Si, Qr	505910	36245	228, 230, 246	120
MF 189	S, Si, Cnl	506435	36900	248	-
MF 193	S	505230	36140	213, 215	-
MF 348	Si	505465	36020	145	-
MF 375 a	Rm	506340	35510	170	-
MF 375 b	Rm	506400	35485	165	
MF 378	S, Si	506465	35105	120	-
MF 380	S, Qr	506240	35170	130, 134, 143	-
MF 381 a	S, Qr	506210	35180	136	-
MF 381 b	S, Qr	506180	35185	138	-
MF 383	S, Qr	506005	35115	142	-
MF 384	S, Si, Qr	506145	35190	152, 160	-
MF 385 a	S	505910	35055	162, 168, 171	-
MF 385 b	S	505875	35045	168, 170, 172	-
MF 387	S, Qr	505835	35040	168	-
MF 389	S	506220	35740	234, 238	-
MF 390 b	S, Cl	505890	35770	240	-
MF 392	S	504980	34590	120	-
MF 393 b	S, Cl	506390	37150	220	-
MF 394 d	S	506485	36685	140, 160	-
MF 394 c	BL(S, Cl, Qr)	506485	36685	190, 200, 222	114, 125, 144
MF 399	S, Cl	505070	36120	230, 240	-
MF 407	S, Qr	506775	34425	166	-
MF 408	Rm, Si	506010	34810	171	-
MF 417	S, Si	506575	34485	158, 160	-
MF 418a	S	506550	34480	158, 160, 162	-

A-4

MF 418 b	S	506485	34480	160	-
MF 419 a	S, Si	506670	34530	158	-
MF 419 b	S, Si, Qr	506730	34600	155, 158	-
MF 420 a	S, Qr	506555	35015	142	-
MF 420 b	S	506610	35020	136, 140	-
MF 420 c	S	506655	35025	138, 142	-
MF 421 a	S, Qr	505890	35140	152	-
MF 421 f	S, Qr	505885	35130	152	-
MF 423	S, Si, Qr	506040	35140	129, 130	152
MF 426 a	S, Si	506145	35135	118, 120, 134	-
MF 426 b	Rm, S, Qr	506115	35055	132	-
MF 426 c	Rdb, S, Qr	506040	35030	140, 142, 145	-
MF 426 d	S, Qr	506000	35030	156	-
MF 426 e	Rm, S, Qr	505970	35015	155, 160	-
MF 430	S	506555	35030	115, 120	-
MF 438	S	506655	34765	159	-
MF 449	S	506715	35585	148, 152	-
MF 516	S, Qr	506435	35475	146, 148	-

Coordonnées: quadrillage T.U.M. Carte Waterford 21/11

No. site	Type *	Latitude Nord	Longitude Est	Azimut, surface supérieure (°)	Surface abritée (°)
MF 440 a	S, Qr	506225	34235	160	-
MF 440 b	S, Qr	506286	34245	162, 164	-
MF 440 c	S, Qr	506295	34295	160, 163	-
MF 442	S, Qr	506175	34125	164	-
MF 478	S, Qr	506450	34400	162, 166	-
MF 482	S, Qr	506525	34135	162, 168	-
MF 483	S, Qr	506395	34215	162	-
MF 493 a	S, Qr	506275	34345	128, 130, 140	056 (?)
MF 493 b	S, Qr	506275	34345	166, 180, 197	-
MF 493 c	S, Qr	506325	34015	165	-
MF 493 d	S, Qr	506050	33840	176, 178	-
MF 493 e	S, Si, Qr	506375	34320	140, 162, 180	-
MF 515	S, Qr	505730	34125	174	-
MF 518	S, Qr	506730	34315	168, 172	-
MF 519	S, Qr	506760	34420	164, 166	-

Type *

S = Stries et micro-reliefs des affleurements (Stoss and lee), striae
Si = Sillons; Small grooves
Cnl = Cannelures; grooves
Qr = Queues de rat; rat tails
Cl = Têtes de clou; nail heads
Cr = Marques en croissant; Crescentic gouges
Rm = Roches moutonnées
Bl = Blocs, boulders

ANNEXE B

Carte de localisation des sites d'échantillonnage du till pour fins d'analyse géochimique.

B1

COORDONNÉES DES SITES D'ÉCHANTILLONNAGE DU TILL POUR FINS D'ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Coordonnées T.U.M.

CARTE DE HILLSBOROUGH - ALMA - Waterford - Petitcodiac

No d'échantillons (sacs)	Longitudes Est	Latitudes Nord	N.B.	CHEM LAB
MF 1 - Turtle Creek	352600	509440	x	x
MF 2 - Turtle Creek	353550	509190	x	x
MF 10 - Dawson Settlement	361200	508955	x	x
MF 24 - Osborne Corner	360300	508425	x	x
MF 34 - Rosevale	357650	507930	x	x
MF 38 - Berryton	354750	508295	x	x
MF 40 - Baltimore	359050	508110	x	x
MF 43 A - Shenstone	361150	508115	x	x
MF 45 - Beech Hill	364350	508525	x	x
MF 54 - Little River	346300	508915	x	x
MF 61 A - Little River	350100	508475	x	
MF 63 - Little River	347350	508325	x	
MF 68 - Prosser Brook	347500	507740	x	x
MF 76 - Caledonia Mtn	358400	507970	x	x
MF 82 - Boars Back	362600	508410	x	x
MF 86 - Isaiah Corner	367200	508400	x	x
MF 86 D - Isaiah Corner	367200	508400	x	x
MF 90 - Albert Mine	370300	508210	x	x
MF 91 A - Albert Mine	370100	508220	x	x
MF 91 B - Albert Mine	370100	508220	x	x
MF 93 - Albert Mine	370750	507995	x	x
MF 94 - Albert Mine	370100	707975	x	x
MF 101 - Dawson Settlement	363900	508930	x	x
MF 105 - Weldon Creek	369350	508890	x	x
MF 107 - Dawson Settlement	362400	509370	x	x
MF 111 - Curryville	372950	507740	x	x
MF 115 - Riverside Albert	366050	506820	x	x
MF 118 - Hillsborough	369300	508360	x	x
MF 134 D - McFadden	357700	506740	x	x
MF 137 - McFadden	354350	506635	x	x
MF 141 - Forty Five Rd	348000	506070	x	x
MF 144 - Little Ridge	363900	505555	x	x
MF 145 - Cap Enragé	361200	505070	x	x
MF 163 - Alma/Hebron	351000	505315	x	x
MF 166 A - Hebron	354950	505485	x	x
MF 166 B - Hebron	354950	505485	x	x
MF 179 - Dery's Corner	365400	506540	x	x
MF 187 - Midway	362650	505905	x	x

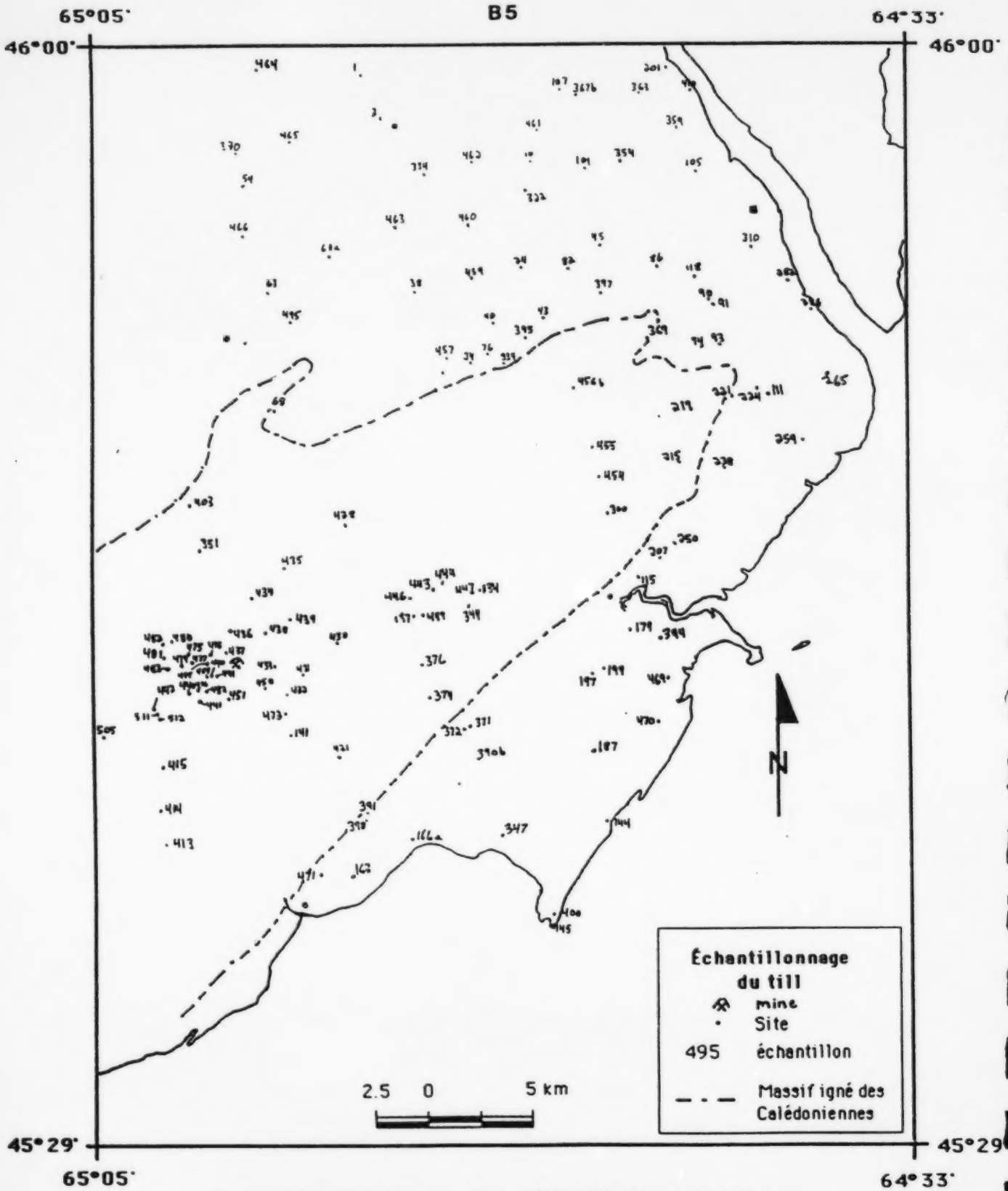
MF 197 - Germantown	363550	506320	x	x
MF 199 - Midway	364000	506350	x	x
MF 201 b1 - Stoney Creek	368150	509425	x	x
MF 201 b2 - Stoney Creek	368150	509425	x	x
MF 201 b3 - Stoney Creek	368150	509425	x	x
MF 207 - Riverside Albert	367300	506900	x	x
MF 215 - Memel Creek	368400	507360	x	x
MF 219 - Memel Creek	368900	507655	x	x
MF 221 - Curryville	371450	507750	x	x
MF 224 - Memel Creek	372250	507820	x	x
MF 238 - Chemical Rd	370500	507400	x	x
MF 250 - Broadleaf Stockfarm	467300	506980	x	x
MF 259 - Cape Station	374650	507500	x	x
MF 265 - Hopewell Cape	375750	507810	x	x
MF 282 - Edgett's Landing	373900	508325	x	x
MF 286 - Minor's Brook	375000	508175	x	x
MF 300 - Caledonia Rd	364500	507155	x	x
MF 310 - Hillsborough	371850	503415	x	x
MF 322 - Steeves Mills	360600	508820	x	x
MF 334 - Turtle Creek	355600	508925	x	x
MF 339 - Caledonia Rd	359250	507940	x	x
MF 344 - McFadden	357350	506695	x	x
MF 347 b - Waterside	358750	505510	x	x
MF 351 - Ferndale	343500	507000	x	x
MF 351 d - Ferndale ?	343500	507000	x	x
MF 354 - Dawson Settlement	365100	508930	x	x
MF 359 - Oil Hill	368150	509175	x	x
MF 363 - Oil Hill	366200	509280	x	x
MF 367 b - Oil Hill	363500	509310	x	x
MF 369 - Stanyard Lake	367100	508050	x	x
MF 370 - Little River	345800	509035	x	x
MF 371 a - North river	357250	506070	x	x
MF 371 b - North River	357250	506070	x	x
MF 371 c - North river	357250	506070	x	x
MF 372 a - North River	357150	506075	x	x
MF 372 b - North River	357150	506075	x	x
MF 372 d - North River	357150	506075	x	x
MF 372 e - North river	357150	506075	x	x
MF 372 f - North River	357150	506075	x	x
MF 374 - Mount Gideon	355350	506260	x	x
MF 376 - Mount Gideon	354850	506400	x	x
MF 390 b - Germantown	357700	505890	x	x
MF 391 a - Wilson Bk	351700	505600	x	x
MF 394 b - Harvey	366900	506480	x	x
MF 394 c - Harvey	366900	506480	x	x
MF 395 b - Shenstone	360300	508030	x	x
MF 397 - Shenstone	364550	508300	x	x
MF 398 a - Wilson Bk	351750	505555	x	x
MF 398 b - Wilson Bk	351750	505555	x	x
MF 400 - Cap Enragé	361400	505090	x	x

B3

MF 407 - Hillside	347100	507235	x	x
MF 410 a - Melon	349000	509330	x	x
MF 413 - Laverty Rd	341700	505505	x	x
MF 414 - Laverty Rd	341500	505675	x	x
MF 415 - Laverty rd	341600	505870	x	x
MF 416 - Haley Bk	343000	506300	x	x
MF 421 - Square Lake	351400	505910	x	x
MF 428 - Kent Mtn	351500	507035	x	x
MF 430 b - McGee Bk	350400	506520	x	x
MF 431 - Teahan's Corner	348550	506365	x	x
MF 432 - Teahan's Corner	347750	506290	x	x
MF 433 b - Teahan's Corner	347250	506400	x	x
MF 434 - Blackwood Lake	346050	506750	x	x
MF 435 - Blackwood Lake	348100	506910	x	x
MF 436 - Teahan's Mine	344950	506580	x	x
MF 437 - Teahan's Mine	344900	506470	x	x
MF 438 - Doyle Hill	346750	506600	x	x
MF 439 - Doyle Hill	348000	506665	x	x
MF 439 d - Doyle Hill	348000	506665	x	x
MF 440 - Haley Bk	342400	506275	x	x
MF 440 - Haley Bk	342400	506275	x	x
MF 441 - Haley Bk	343150	506240	x	x
MF 442 c - North fundy pk	341100	506215	x	x
MF 442 a - North Fundy pk.	341100	506215	x	x
MF 443 - Fenton Lake	356400	506815	x	x
MF 444 - Fenton Lake	356400	506855	x	x
MF 446 - Fenton Lake	354350	506710	x	x
MF 447 - McFadden Lake	357450	506730	x	x
MF 449 b - Fenton Lake	354800	506645	x	x
MF 450 - Shepody Rd	346800	506300	x	x
MF 451 b - Shepody Rd	344850	506235	x	x
MF 454 - Caledonia Rd	364050	507370	x	x
MF 455 - Caledonia Rd	363950	507450	x	x
MF 456 b - Caledonia Rd	362800	507800	x	x
MF 457 a - Rosevale	356350	507925	x	x
MF 457 c - Rosevale	356350	507925	x	x
MF 457 d - Rosevale	356350	507925	x	x
MF 457 e - Rosevale	356350	507925	x	x
MF 459 - Jonah Hill	357500	508390	x	x
MF 460 - Steeves Mills	357600	508640	x	x
MF 461 - Dawson settlement	361400	509140	x	x
MF 462 - Turtle creek	358000	508980	x	x
MF 463 - Berryton	354100	508650	x	x
MF 464 - Colpitt's Settlement	347000	509470	x	x
MF 465 - Colpitt's Settlement	348500	509100	x	x
MF 466 - Little River	346100	508650	x	x
MF 466 red - Little River	346100	508650	x	x
MF 469 - Casey Hill	367300	506290	x	x
MF 470 - Upper new Horton	366700	506050	x	x
MF 471 - Alma	349250	505300	x	x

B4

MF 473 - Forty Five rd	347750	506200	x	x
MF 473 - Forty Five rd	347750	506200	x	x
MF 475 - Dobson trail	342900	506485	x	x
MF 477 - Dobson trail	343550	506435	x	x
MF 478 - Dobson trail	344050	506460	x	x
MF 479 - Dobson trail	342650	506405	x	x
MF 480 - Dobson trail	341950	506550	x	x
MF 481 - Dobson trail	341350	506435	x	x
MF 482 - Dobson trail	341400	506530	x	x
MF 483 - Dobson trail	341900	506395	x	x
MF 488 - Dobson trail	343100	506410	x	x
MF 489 - Dobson trail	343550	506330	x	x
MF 490 - Dobson trail	343950	506345	x	x
MF 491 - Dobson trail	344500	506360	x	x
MF 492 - Dobson trail	345450	506275	x	x
MF 492 d - Dobson trail	345450	506275	x	x
MF 495 - Parkindale	346150	508135	x	x
MF 505 - North Fundy	338500	506070	x	x
MF 511 - North fundy	341100	506210	x	x
MF 512 - North Fundy	341200	506190	x	x



Carte de localisation des sites d'échantillonnage du till pour fins d'analyse géochimique.

ANNEXE C

Études géochimiques des matrices de till du comté d'Albert: cas du site 442 et 376.

C-1

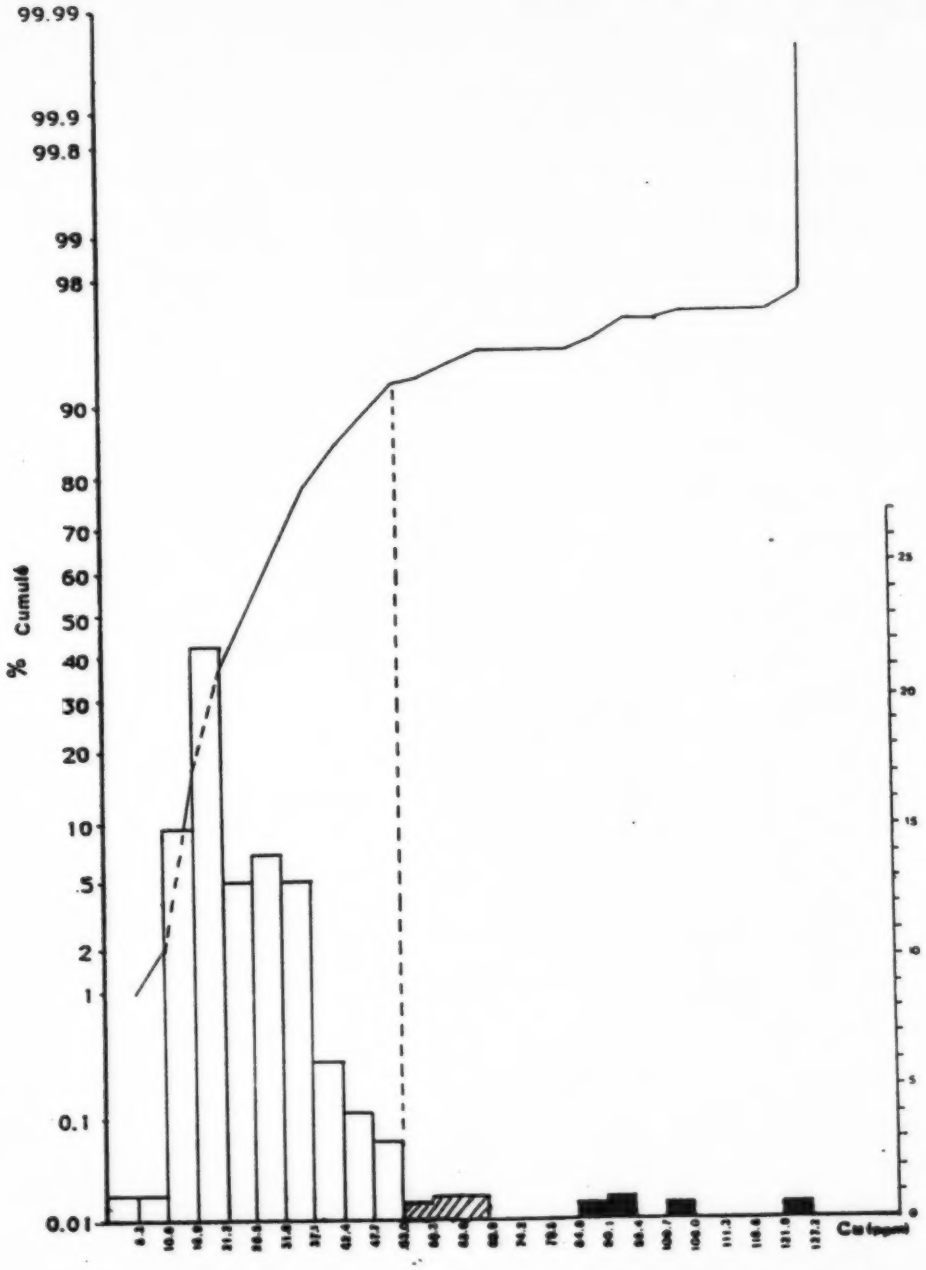
Cette annexe a pour but de présenter la méthode utilisée pour déterminer statistiquement et graphiquement (annexe C-2 et C-3) des anomalies minérales contenues dans les matrices de till du comté d'Albert, Nouveau-Brunswick (c.f. section 4.3). Les anomalies détectées pour chacun des éléments (Cu, Au, Sb, Mn, As et Zn) ont été situées sur des cartes qui sont présentées aux annexes D et E (avec, en plus, la dispersion de Fe, Pb, Ni et Co). Une discussion portera sur la découverte d'un bloc glaciaire minéralisé trouvé dans le till de surface, et une brève conclusion sur les sites futurs de prospection minérale, en découlera.

- Méthodes statistiques

L'annexe C-3 discute de deux types de graphique statistique qui permettent de proposer des teneurs anomales en éléments: la courbe de fréquence cumulée sur échelle de probabilité et l'histogramme de fréquence simple. Ce dernier permet de faire ressortir des intervalles de classe en tenant compte des paramètres statistiques tels que le mode, la moyenne arithmétique et l'écart-type. L'intérêt de la juxtaposition des deux graphiques est de faciliter la détermination des anomalies potentielles (Prichonnet en prép.).

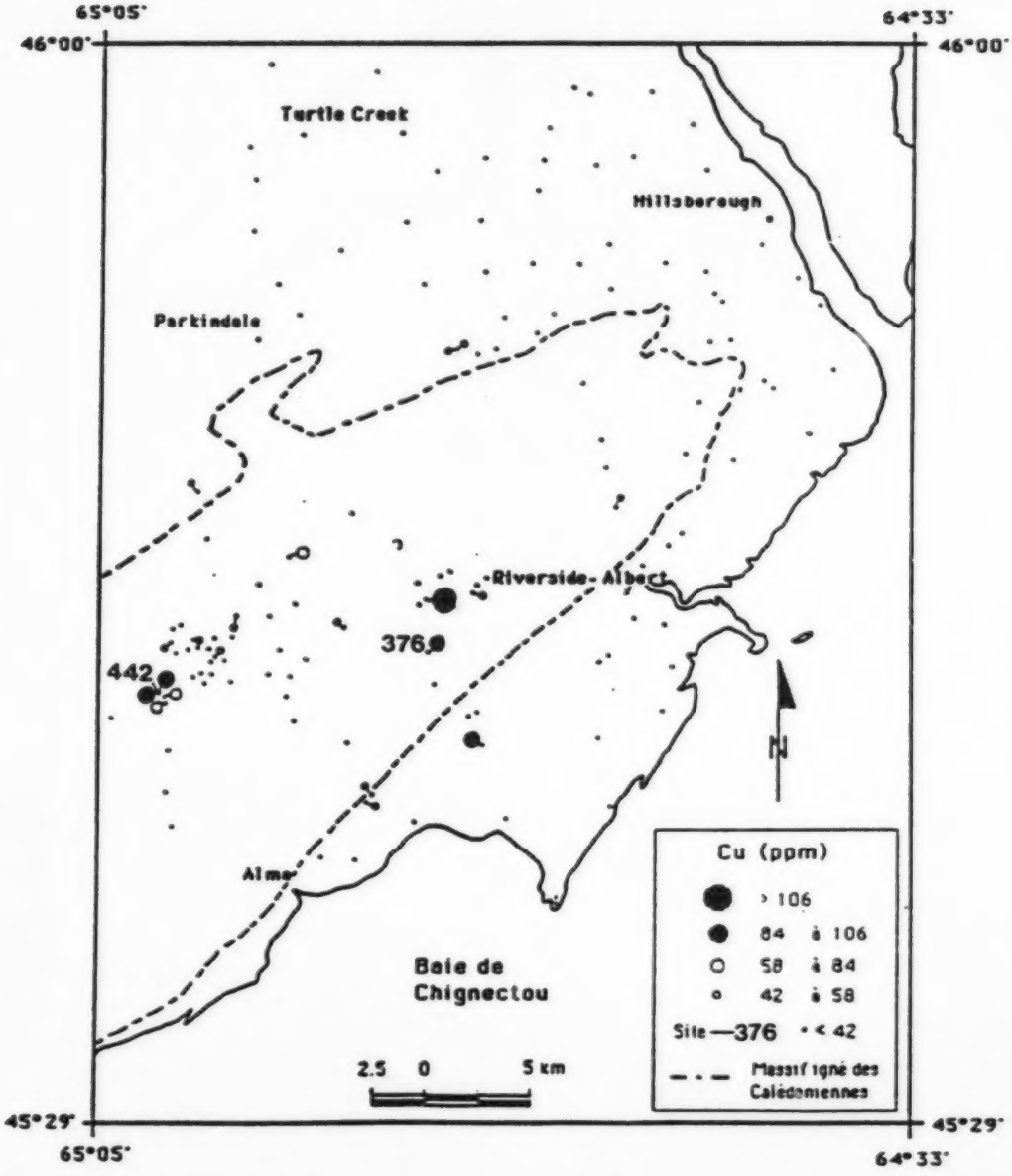
Une flexion de la courbe cumulée coïncide généralement avec un nouveau mode de teneurs que l'on essaie de corréler à une famille d'intervalles de classe. Celle-ci apparaît sur l'histogramme de fréquence simple où les valeurs extrêmes s'insèrent dans une famille anomalique. L'exemple du cuivre, est présenté à l'annexe C-4.

C2



Courbe de fréquence cumulée et histogramme de fréquence simple permettant de proposer des teneurs anomaliques en cuivre

C 3



Dispersion glaciaire du cuivre dans les matrices de till du comté d'Albert

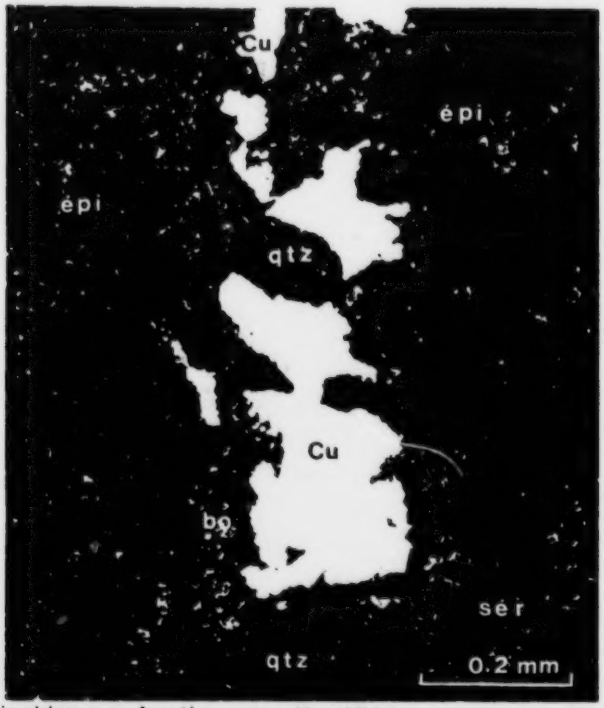
C-4

Les analyses des autres éléments (Au, Sb, Mn, As et Zn) ont été réalisées de la même manière et quelques uns des graphiques qui en découlent sont présentés à l'annexe D.

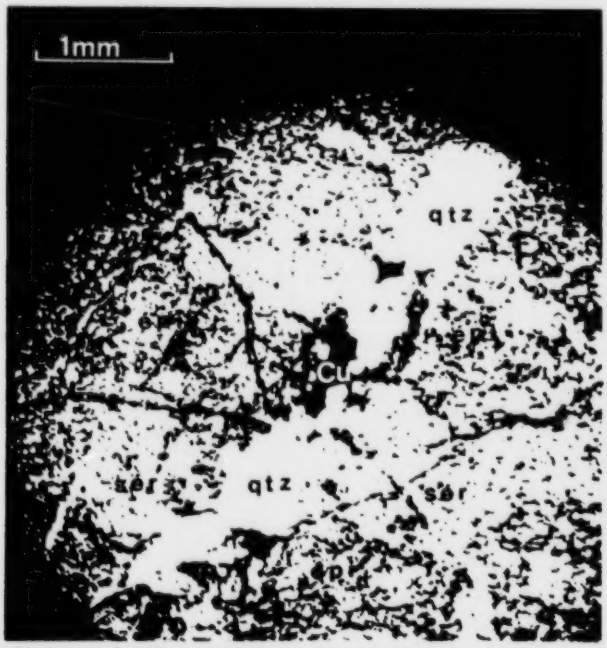
L'annexe C-2 montre des teneurs en cuivre qui varient de 5 à 127 ppm. Le début des anomalies a été fixé à 58 (voir la trame rayée) là où la courbe commence à fléchir brusquement. Les valeurs d'anomalie moyenne ont été fixées entre 84 et 106 ppm (voir la trame noire) et les anomalies élevées à plus de 106 ppm. Celles-ci correspondent au 95 ème pourcentile.

L'examen de l'annexe C-3 permet de localiser rapidement quelques uns des sites dont les teneurs en cuivre sont régionalement anomales, du moins pour le comté d'Albert. Deux sites retiennent notre attention. Il s'agit du site 376, qui a des valeurs élevées en cuivre et en d'autres éléments métalliques, et du site 442, où l'on a trouvé un bloc glaciaire dans le till de surface présentant des indices de minéralisation en cuivre. Le site 449 (voir annexe B-1) n'est pas discuté: on croit que des processus d'hydromorphisme sont responsables de l'anomalie en cuivre.

Le site 442 est un site intéressant, il est situé au nord du Parc National de Fundy. À cet endroit, des blocs contenant des minéralisations de cuivre (annexe C-3) ont été échantillonnés à la surface d'un till. Une lame mince montée sur l'un de ces blocs a révélé la présence de cuivre natif (Cu). Celui-ci est associé à des fractures en échelon remplies de quartz (qtz) et de sulfures de cuivre, dont la bornite (bo). Cette minéralisation secondaire est également associée à l'épidotisation de quelques plagioclases (épi) dont on reconnait la forme des cristaux (jusqu'à 5 mm), ennoyés dans une matrice à séricite (sér).



D-1) Photographie obtenue en lumière naturelle réfléchie. On observe l'épidote (épi), le quartz (qtz); la bornite (bo); la séricite (sér) et le cuivre natif oxydé en cuprite sur la surface exposée à l'air.



D-2) Photographie obtenue en lumière transmise. On remarque des pseudomorphes de plagioclase épidotisés (épi), de la séricite (sér), des quartz (qtz) et du cuivre natif (Cu), de teinte opaque

Observations de cuivre natif sur un bloc du till. Lames minces: D-1) en lumière réfléchie; et D-2) en lumière transmise

Les autres minéraux sont la malachite, des feldspaths potassiques, d'autres plagioclases et quelques minéraux opaques (hématite ?).

L'étude du faciès suggère qu'il s'agit d'une roche ignée mafique plutonique, ayant subi un métamorphisme du niveau schistes verts. D'après la carte de Ruitenberg et al. (1979, p.56) et celle de Barr (1987), ce bloc (typiquement Calédonien) pourrait provenir de l'unité du pluton de Point Wolfe River (?), situé à 4.5 km au nord-nord-ouest de l'endroit où nous avons trouvé le bloc. D'après Ruitenberg (comm. pers., 1989) il s'agirait du premier cas de présence de cuivre natif sur le massif igné des Calédoniennes.

Par ailleurs, le till à de coupe 442 a une épaisseur de 3.5 m. Sa base est consituée d'un till de déformation à fragments schisteux, surmonté d'une nappe de till gris rubanné devenant rougeâtre au sommet. Le till inférieur gris a une teneur en cuivre de 90 ppm alors que celle du till supérieur est de 105 ppm. Le till inférieur a une fabrique orientée vers le SSE et le till supérieur une fabrique vers le SSO. D'autre part, les tills de fond à la base des coupes 511 et 512 situées à 250 et 400 m au SSE du site précédent, montrent une chute des teneurs du cuivre, passant de 105 à 65 et 61 ppm.

Même si des précautions ont été prises durant l'échantillonnage du till, on sait que la reproductibilité des anomalies métalliques, comme celle du cuivre, est sujette à caution. Les teneurs élevées, non-associables avec d'autres éléments ou sans "continuum" avec d'autres sites d'échantillonnage adjacents, sont à considérer avec prudence; des processus de circulation peuvent survenir après la mise en place du till de fond (Szabo et al., 1975).

C-7

La nature et la texture de ce dernier peuvent aussi en être responsables (Govett, 1973 et Schilts, 1976). Par exemple, les minéraux lourds auront tendance à se concentrer dans les fractions sableuses où les anomalies se distingueront du bruit de fond et des fausses anomalies qui, dans le cas des argiles, se produisent souvent à cause de leur "réaction sensible" (Sensitive reaction, Shilts, 1976).

D'autre part, nous devons tenir compte de la remobilisation du manteau d'altération sur lequel s'est mis en place le till (Elson, 1961), ou de la nature du substratum rocheux (Feininger, 1971). Dans certains cas, les régolithes, issus d'autres dépôts, peuvent être remobilisés et incorporés dans une nappe de till, lors d'une ou plusieurs glaciations. Ils peuvent, par conséquent, enrichir cette nappe sans pour autant refléter la nature du substratum rocheux local.

Shilts (1976) mentionne que les anomalies géochimiques tendent à se déplacer beaucoup plus loin de leur région source, lorsque le till de fond est épais. Selon lui, la dispersion est autant plus grande que l'est la zone de cisaillement à la base du glacier. Les indices de minéralisation géochimique seront transmis vers le haut, à l'interface diamicton/glacier et ce, jusqu'au site de sédimentation du till de fond. Dans des conditions parfaites, les anomalies des métaux de base seront utilisées conjointement avec les marques d'érosion glaciaire, et les mesures d'orientation de galets dans le till, et permettront de localiser les zones minéralisées en "amont glaciaire".

C-8

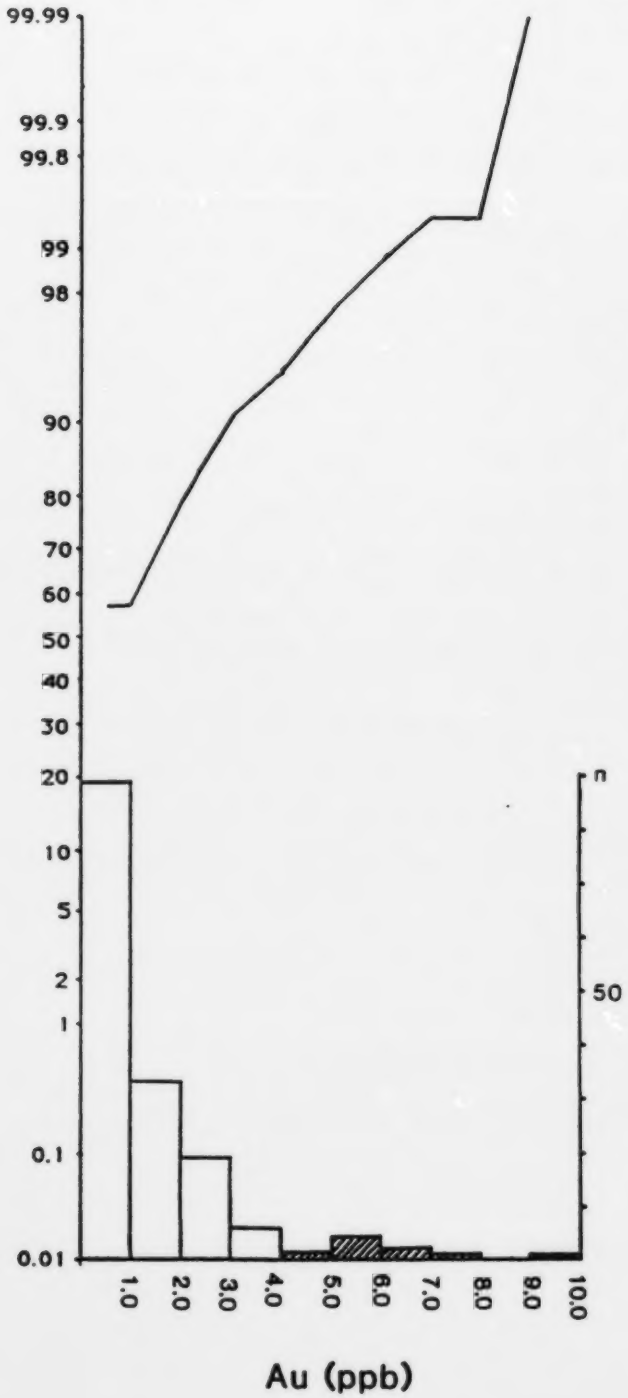
Enfin, au site 442 les teneurs en cuivre ont de bonnes chances de refléter la nature du substratum, car l'émoussé glaciaire du bloc indique qu'il a subi un transport sous-glaciaire et que sa région pétrographique est très locale. Ces valeurs en cuivre semblent liées aux autres valeurs obtenues pour les sites localisés au nord-est, près de l'ancienne mine Teahan's (Flaherty 1963 et Ruitenberg et al. 1979). Les anomalies en cuivre forment un patron de dispersion aligné SO-NE et suit vraisemblablement une faiblesse structurale cartographiée par Barr (1987). Il demeure que cette coupe est localisée à l'extérieur du champ d'exploitation de l'ancienne mine Teahan's. Si l'on tient compte des marques d'érosion glaciaire et des fabriques de till orientées vers le SSO, et si l'on admet que les débris minéralisés sont locaux, car leur forme est anguleuse, alors il y a lieu de croire qu'une autre source est localisée à peu de distance, soit au NNE du site 442.

Le site 376 est localisé près du mont Gideon. À cet endroit, le till semble refléter la nature du substratum rocheux, en l'occurence un granite indifférencié (Ruitenberg et al., 1979 et Norman 1941). Dès lors, l'anomalie multi-éléments mentionnée à la figure 18 et aux annexes 4-B (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 et 9) serait reliée à la nature du pluton plutôt qu'à la structure régionale (ex: minéralisation dans un plan de faille). Le manque de données dans ce secteur empêche de conclure sur la nature réelle de l'anomalie.

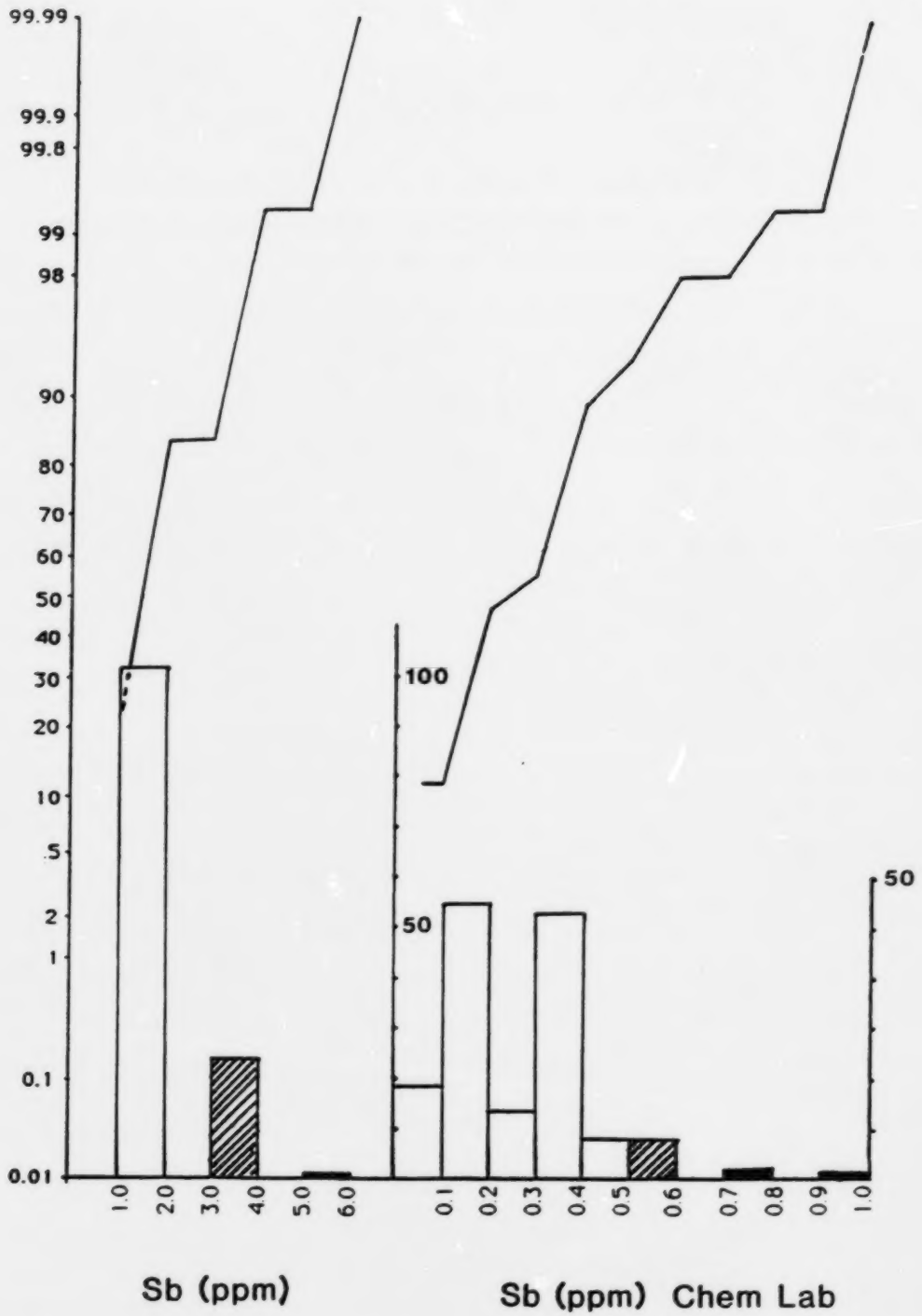
ANNEXE D

Exemple de détection d'anomalies minérales par l'utilisation des graphiques de fréquence simple et cumulée (Au, Sb, Mn, As et Zn)

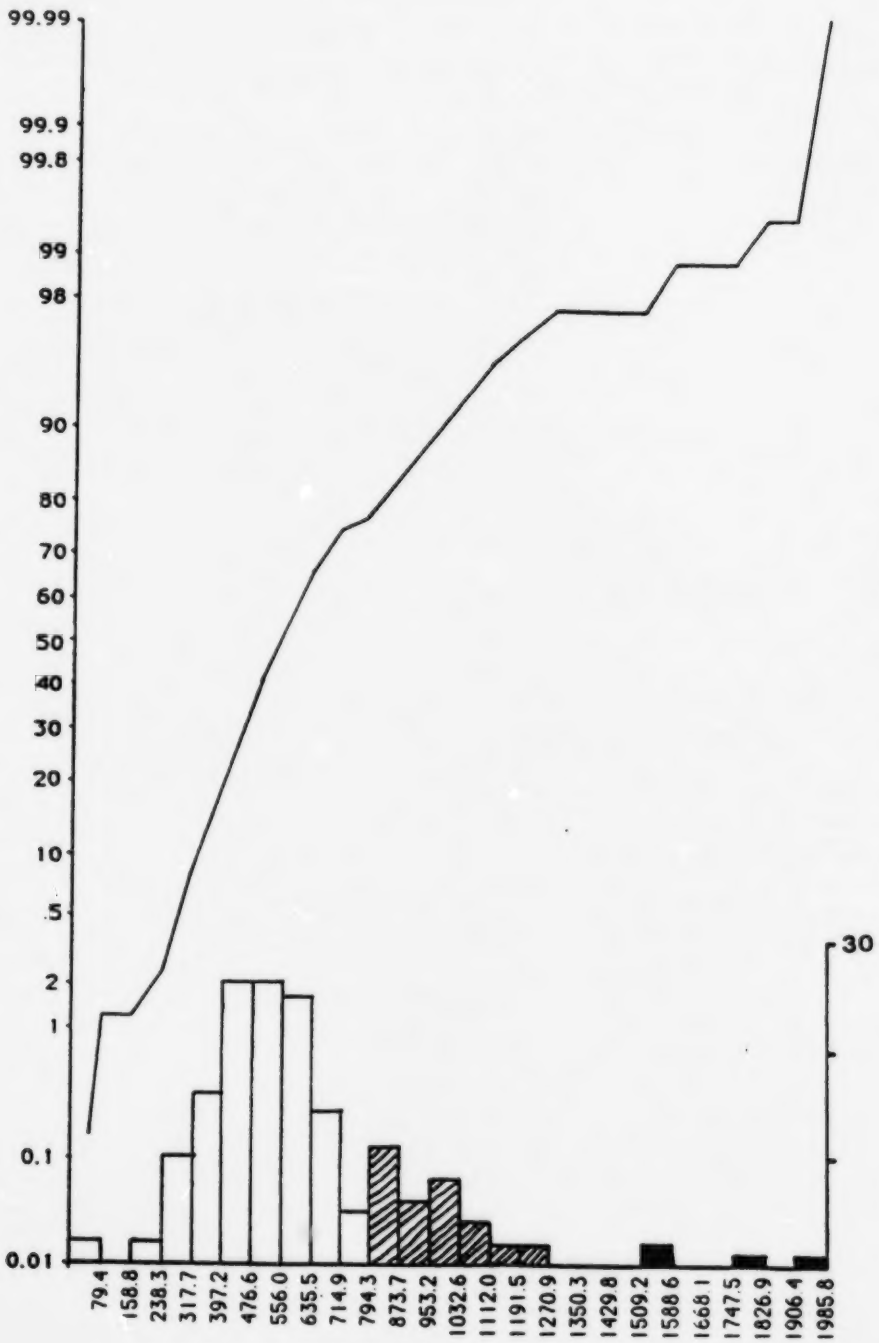
D1


99.99
99.9
99.8
99
98
90
80
70
60
50
40
30
20
10
5
2
1
0.1
0.01
n
50
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
Au (ppb)

D 2

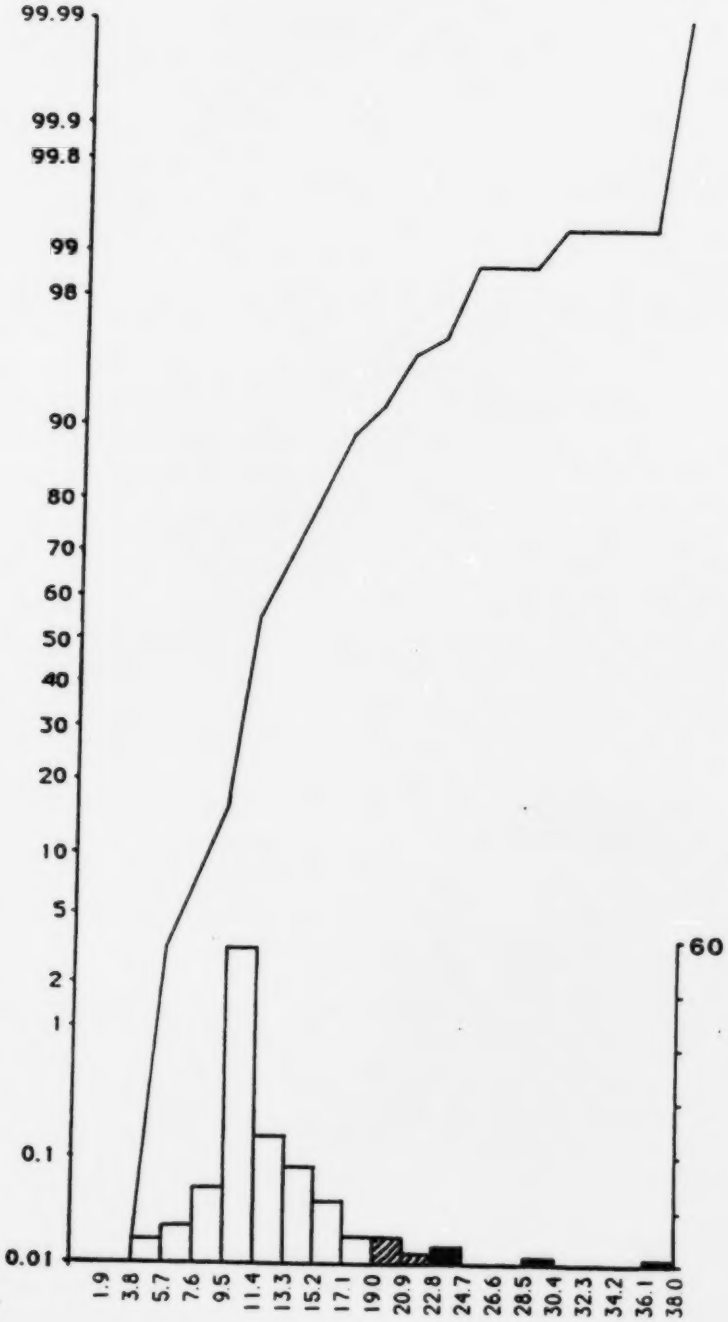

99.99
99.9
99.8
99
98
90
80
70
60
50
40
30
20
10
5
2
1
0.1
0.01
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
Sb (ppm)
100
50
50
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
Sb (ppm) Chem Lab

D3

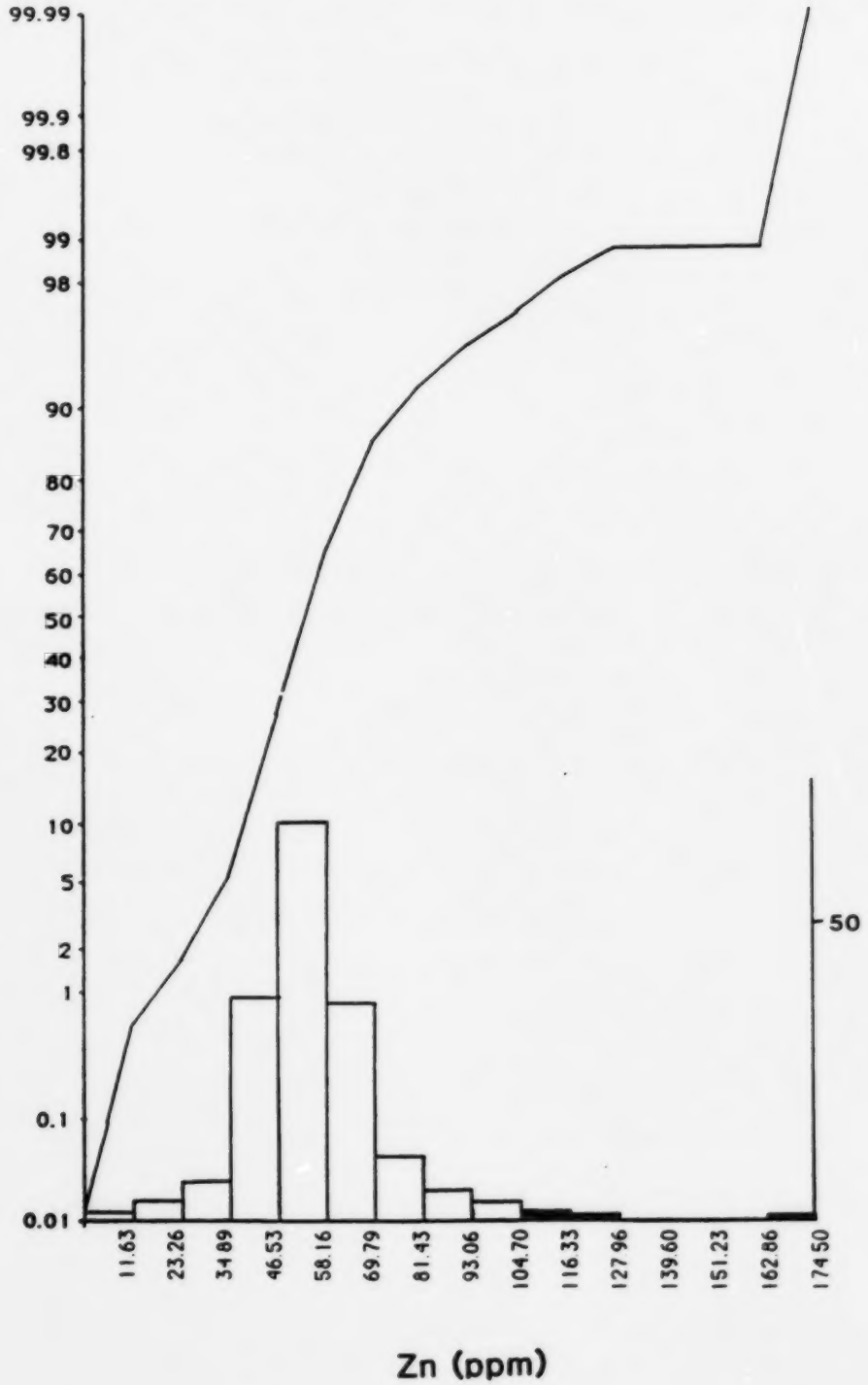

99.99
99.9
99.8
99
98
90
80
70
60
50
40
30
20
10
5
2
1
0.1
0.01
30
79.4
158.8
238.3
317.7
397.2
476.6
556.0
635.5
714.9
794.3
873.7
953.2
1032.6
1112.0
1191.5
1270.9
1350.3
1429.8
1509.2
1588.6
1668.1
1747.5
1826.9
1906.4
1985.8

Mn (ppm)

D4


99.99
99.9
99.8
99
98
90
80
70
60
50
40
30
20
10
5
2
1
0.1
0.01
60
1.9
3.8
5.7
7.6
9.5
11.4
13.3
15.2
17.1
19.0
20.9
22.8
24.7
26.6
28.5
30.4
32.3
34.2
36.1
38.0
As (ppm)

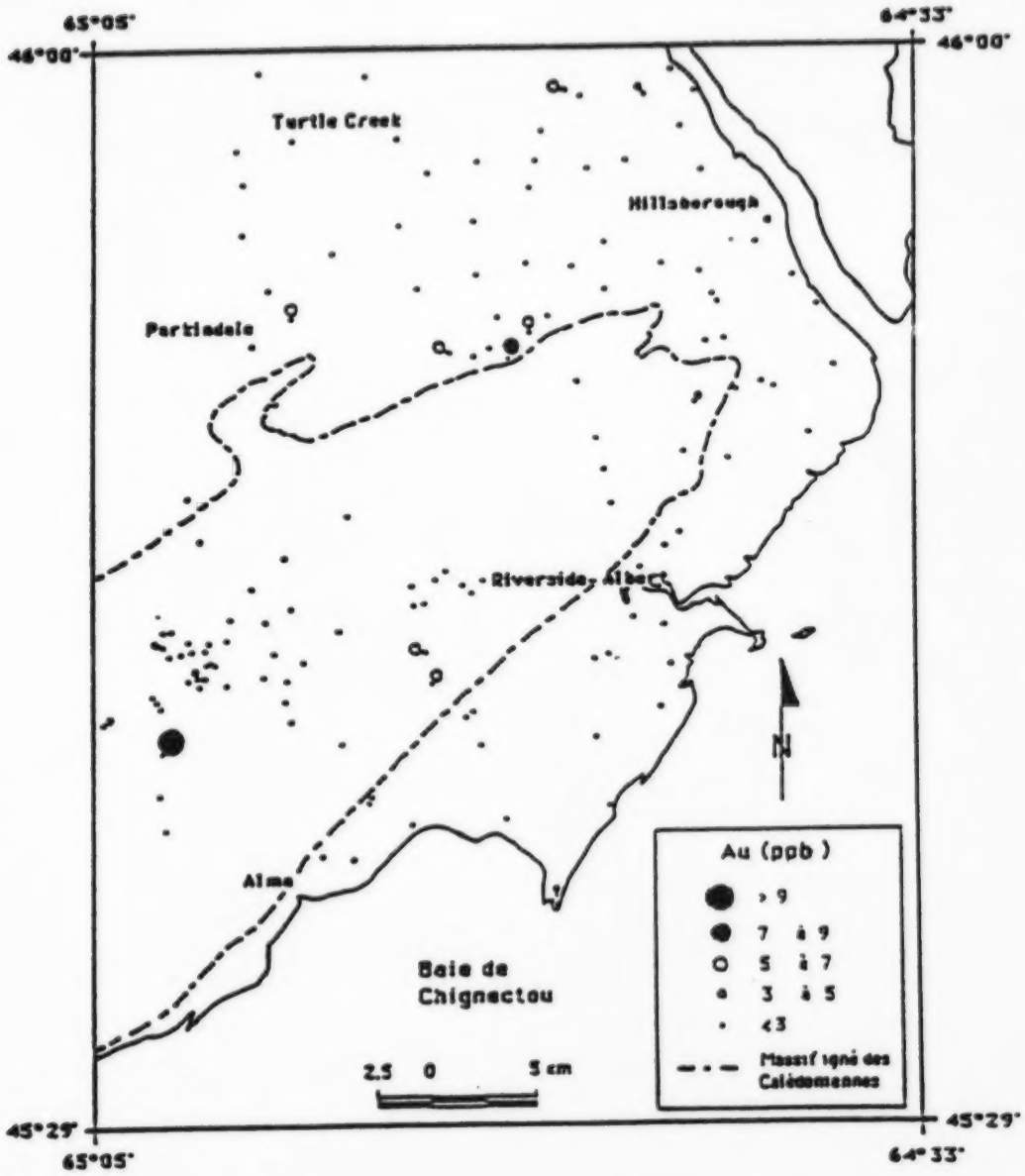
D5


99.99
99.9
99.8
99
98
90
80
70
60
50
40
30
20
10
5
2
1
0.1
0.01
50
11.63
23.26
34.89
46.53
58.16
69.79
81.43
93.06
104.70
116.33
127.96
139.60
151.23
162.86
174.50
Zn (ppm)

ANNEXE E

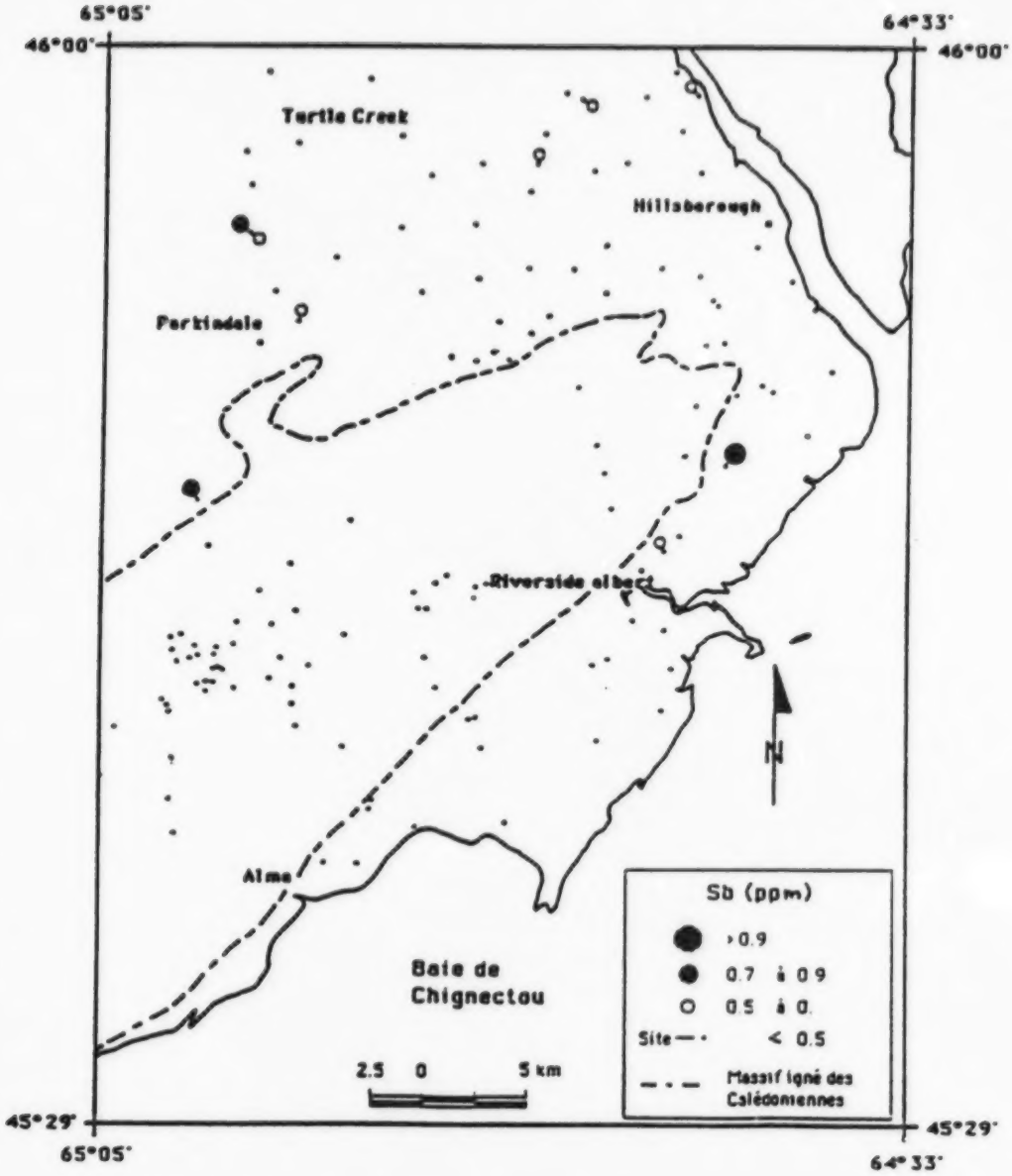
dispersion glaciaire des paramètres géochimiques (Au, Sb, Mn, As, Zn, Fe, Pb, Ni et Co) dans les matrices de till du comté d'Albert.

E1



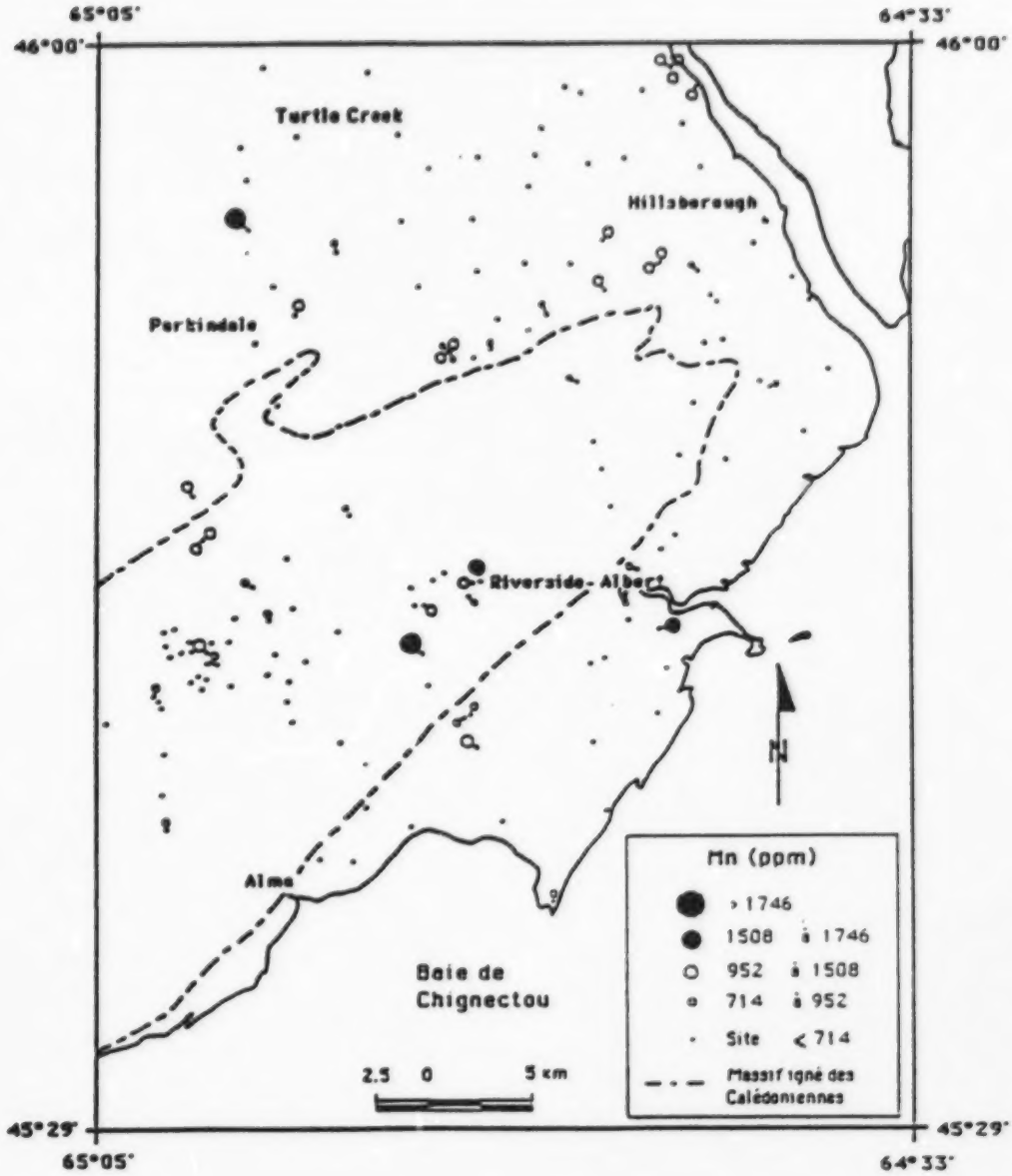
Dispersion glaciaire de l'or dans les matrices de till du comté d'Albert

E 2



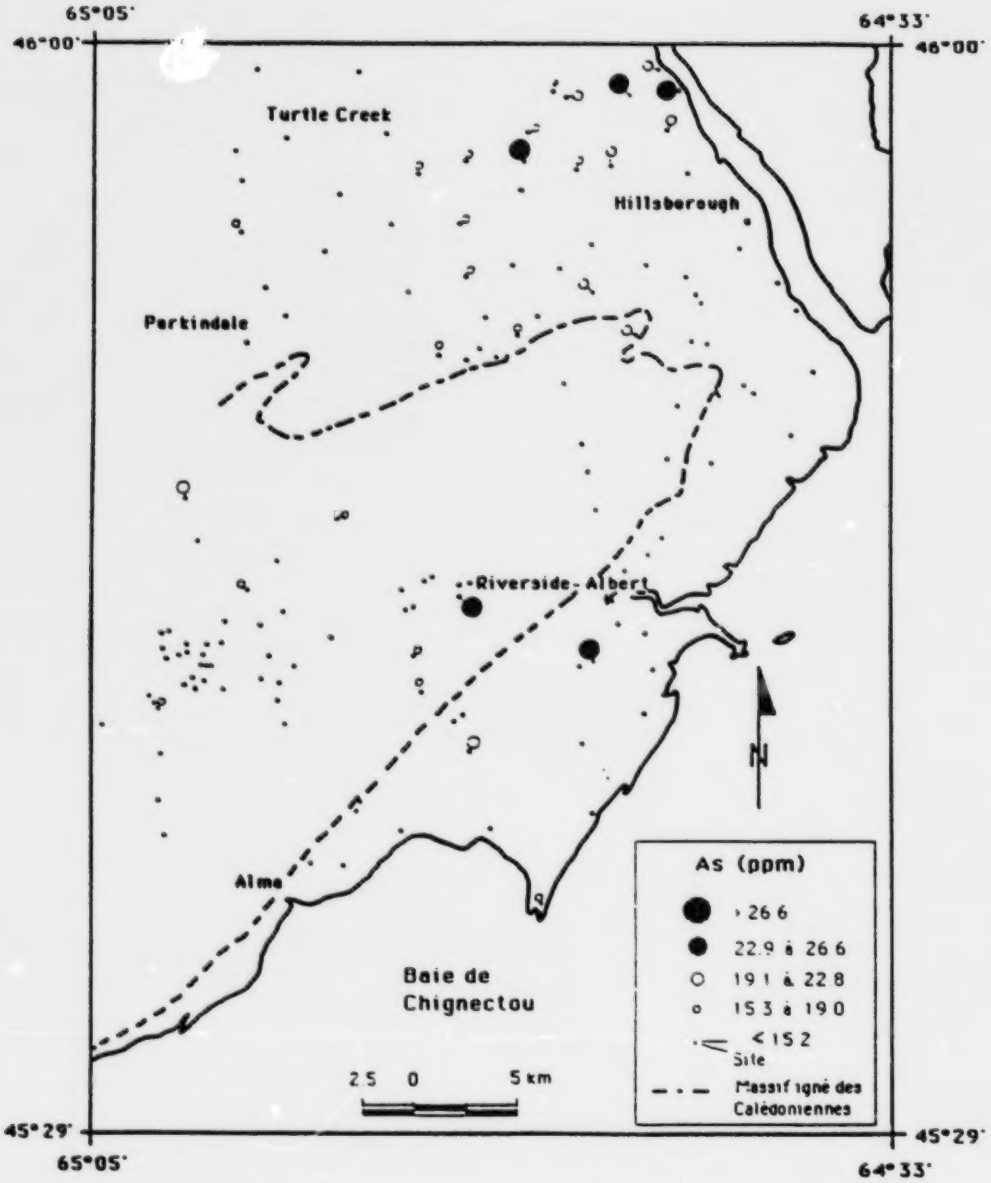
Dispersion glaciaire de l'antimoine dans les matrices de till du comté d'Albert

E3



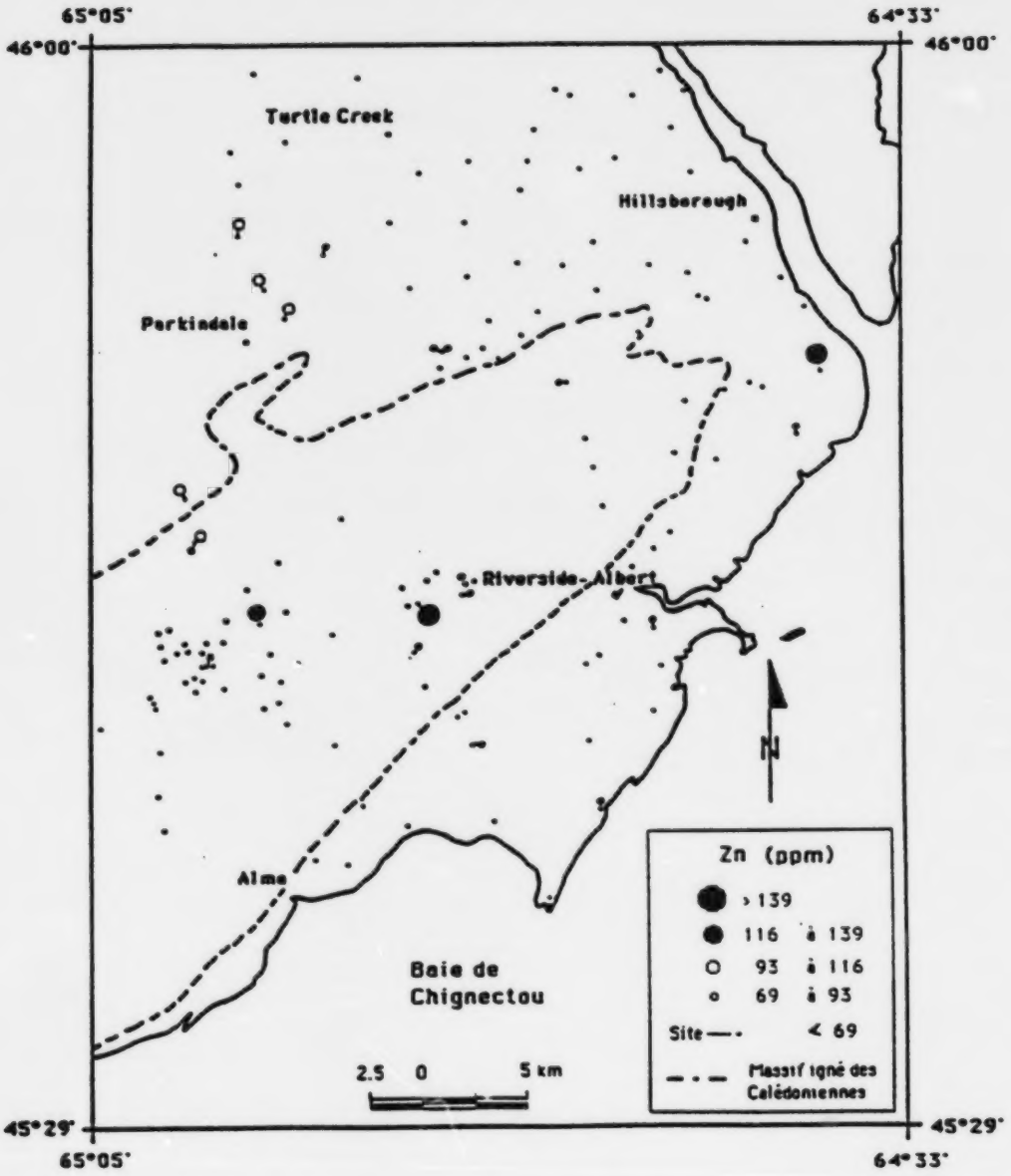
Dispersion glaciaire du manganèse dans les matrices de till du comté d'Albert

E4



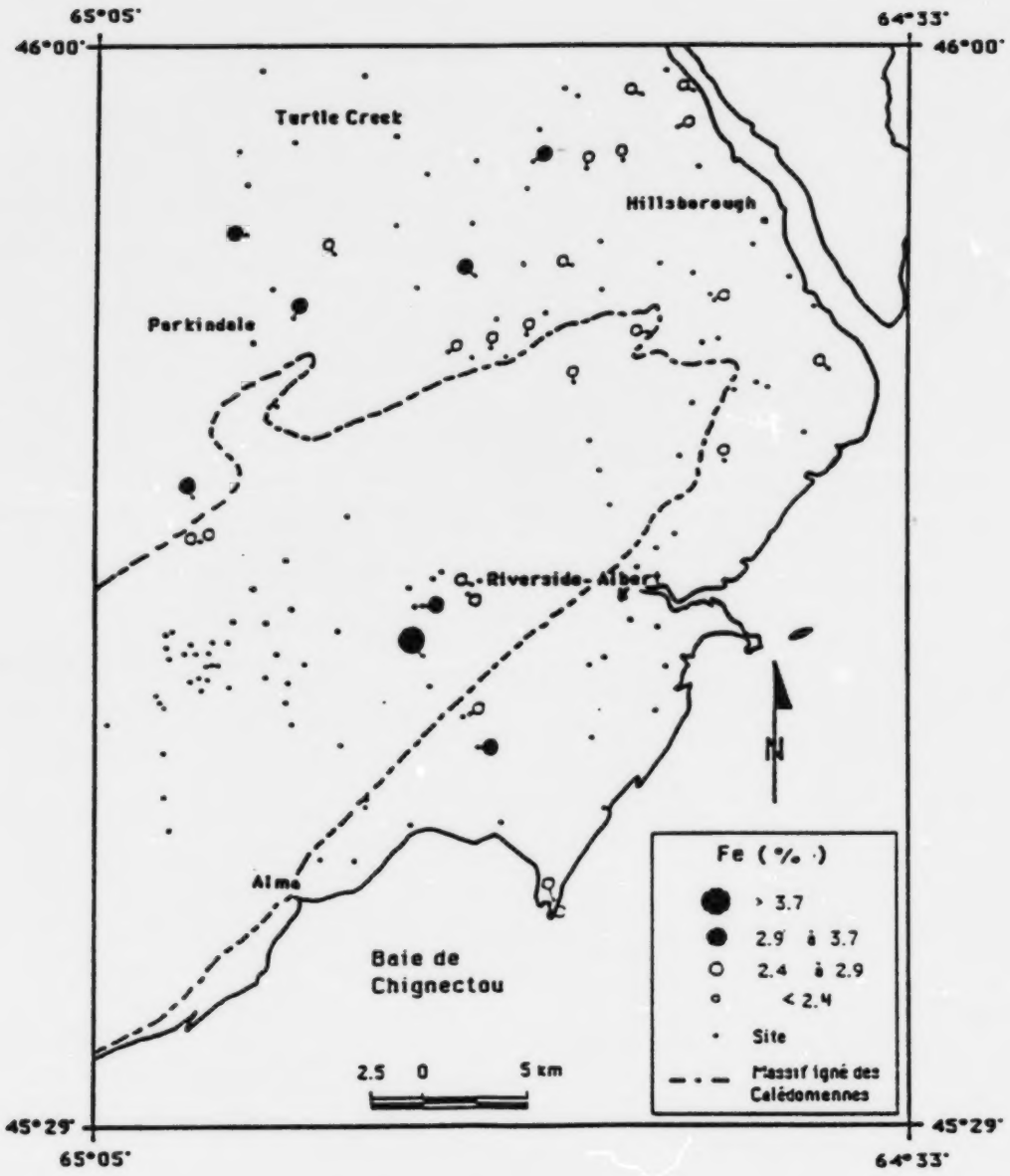
: Dispersion glaciaire de l'arsenic dans les matrices de till du comté d'Albert

E5



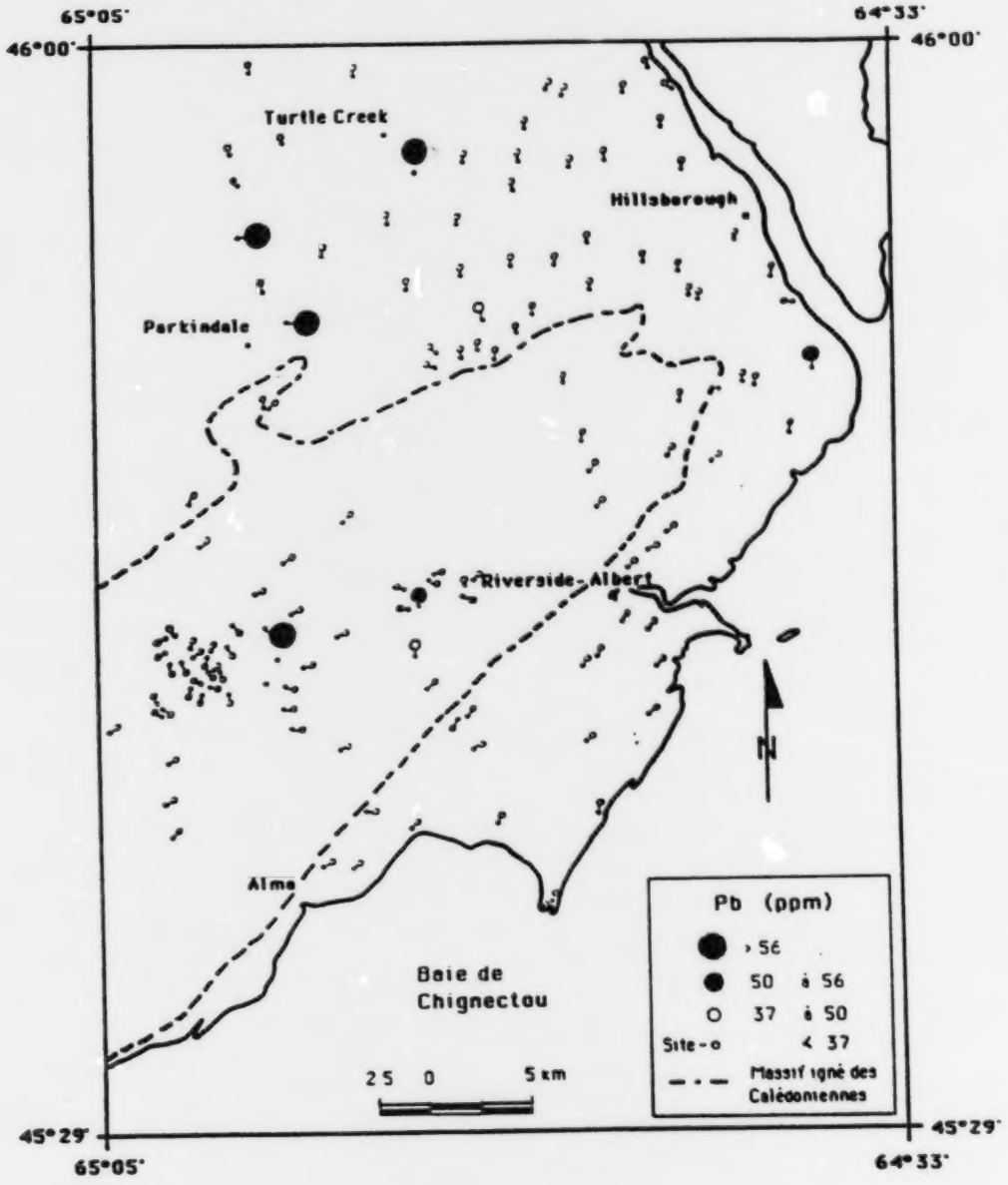
Dispersion glaciaire du zinc dans les matrices de till du comté d'Albert

E 6



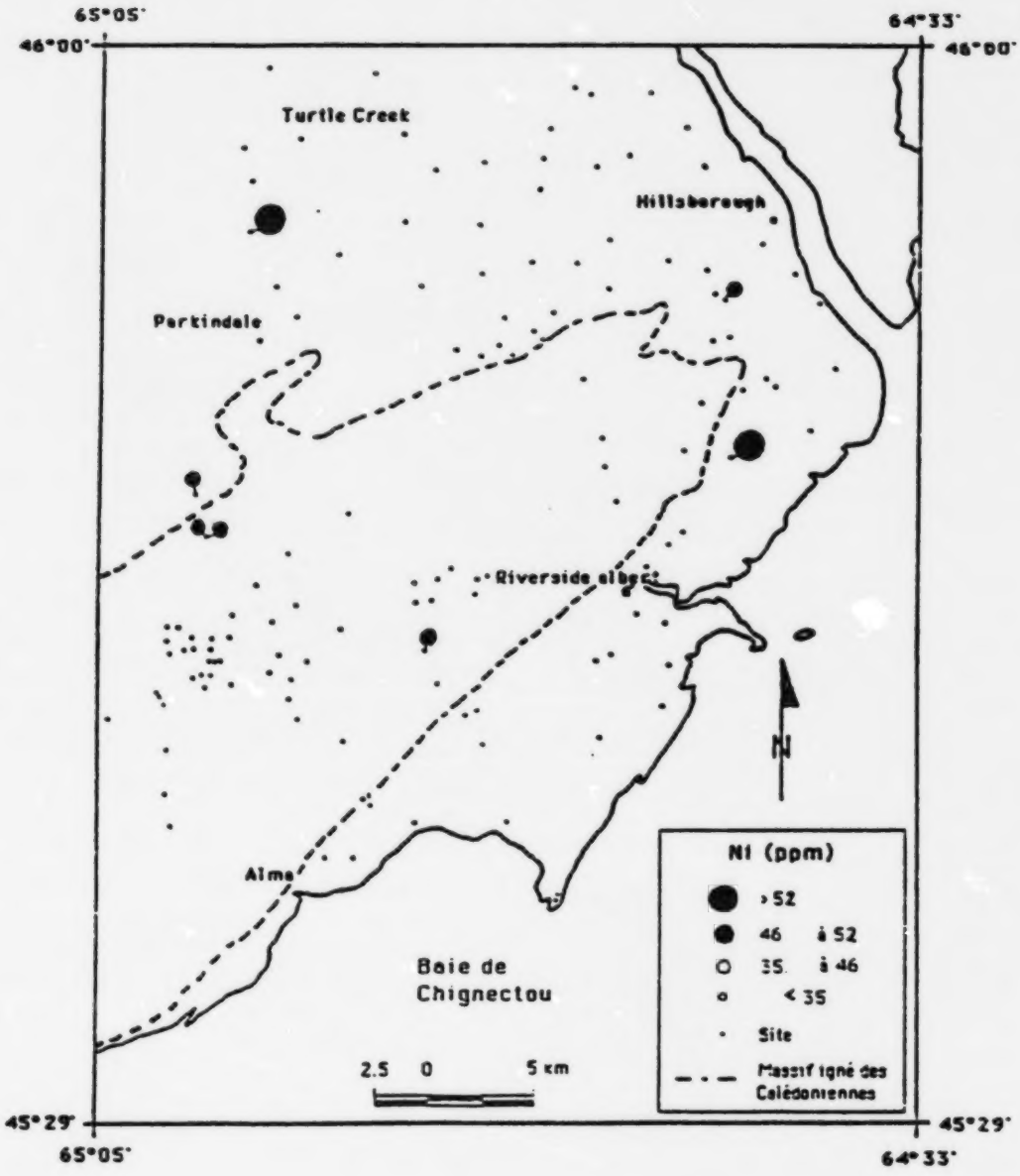
Dispersion glaciaire du fer dans les matrices de till du comté d'Albert

E7



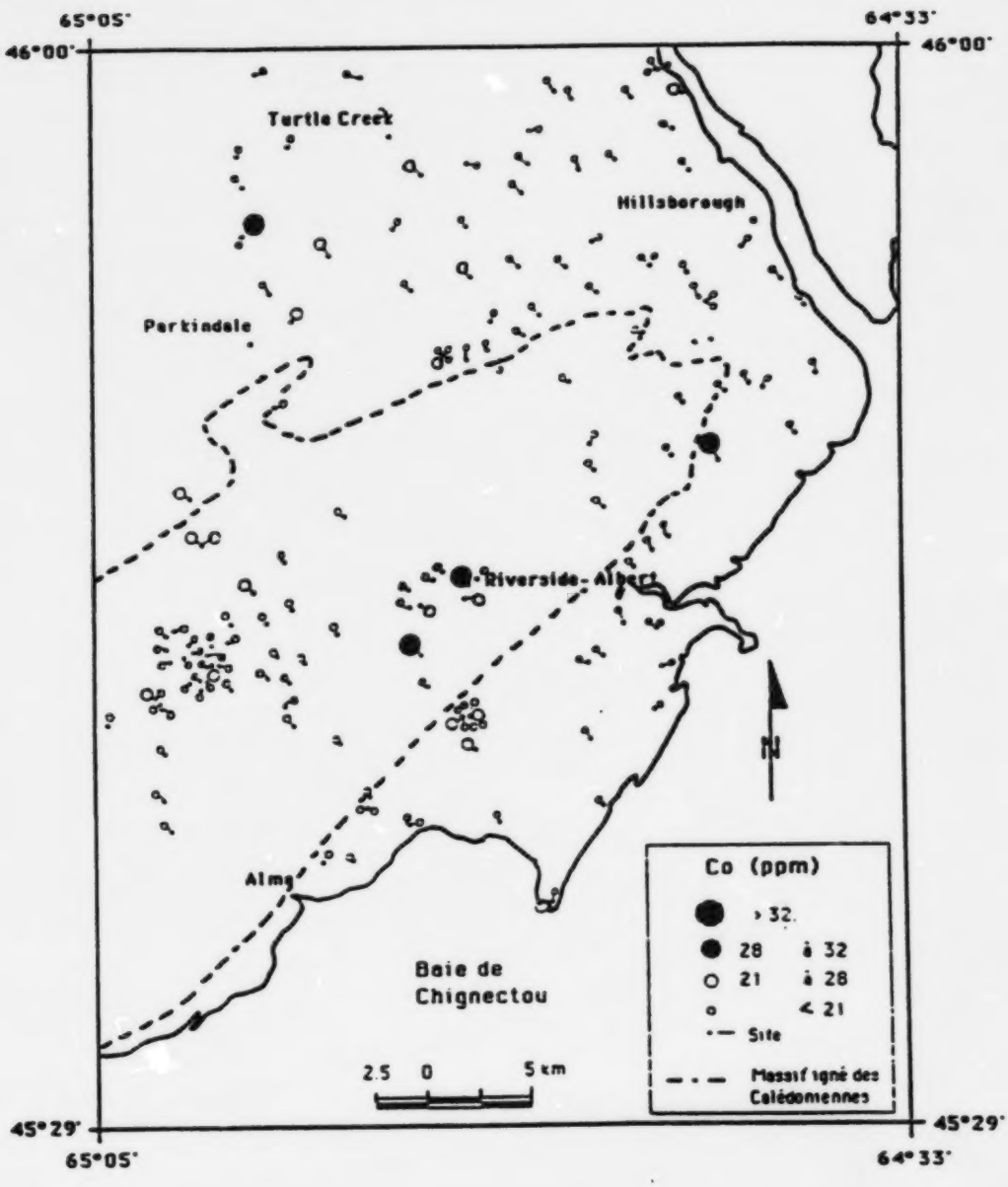
Dispersion glaciaire du plomb dans les matrices de till du comté d'Albert

E8



Dispersion glaciaire du nickel dans les matrices de till du comté d'Albert

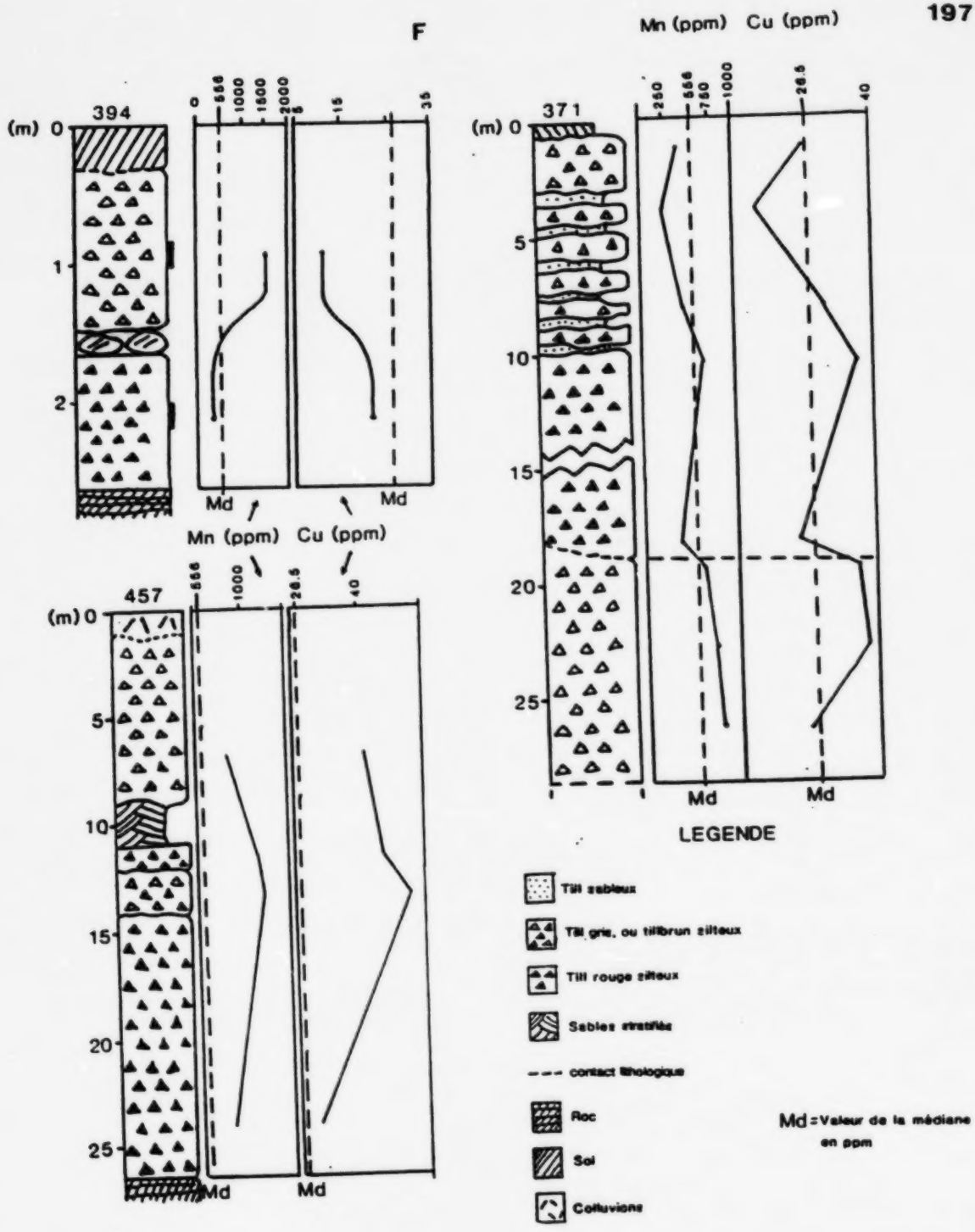
E9



Dispersion glaciaire du cobalt dans les matrices de till du comté d'Albert

ANNEXE F

Variations verticales des paramètres géochimiques Mn et Cu aux coupes de Harvey Bank (394), Rosevale (457) et de la rivière North (371)



Variations verticales des paramètres géochimiques Mn et Cu aux coupes de Harvey Bank (394), Rosevale (457) et de la rivière North (371)

ANNEXE G

Localisation et datation ^{14}C des échantillons de matière organique (n=4) et de coquillages (n=1) dans le comté d'Albert, N.B.

G

Échantillon MF 401: coquillages (débris de coquilles et valves de mytilus edulis) pris à Germantown (21/H 10).

Âge = 670 ± 70 ans B.P. (BGS 1280)

Échantillons MF 171D: lits de tourbe et de bois à 17 m au-dessus du niveau marin au delta de Waterside (21/H10).

Âge = 5570 ± 90 ans B.P. (BGS 1281)

Échantillon MF 171F: Bois pris à la surface des tourbes du chenal est de la coupe du delta de Waterside, à 21 m d'altitude (21/H 10).

Âge = 2100 ± 75 ans B.P. (BGS 1282)

Échantillon MF 171J: Tourbe et bois échantillonnés dans le chenal ouest de la coupe de Waterside à 18 m d'altitude (21/H10).

Âge = 5420 ± 90 ans B.P. (BGS 1283)

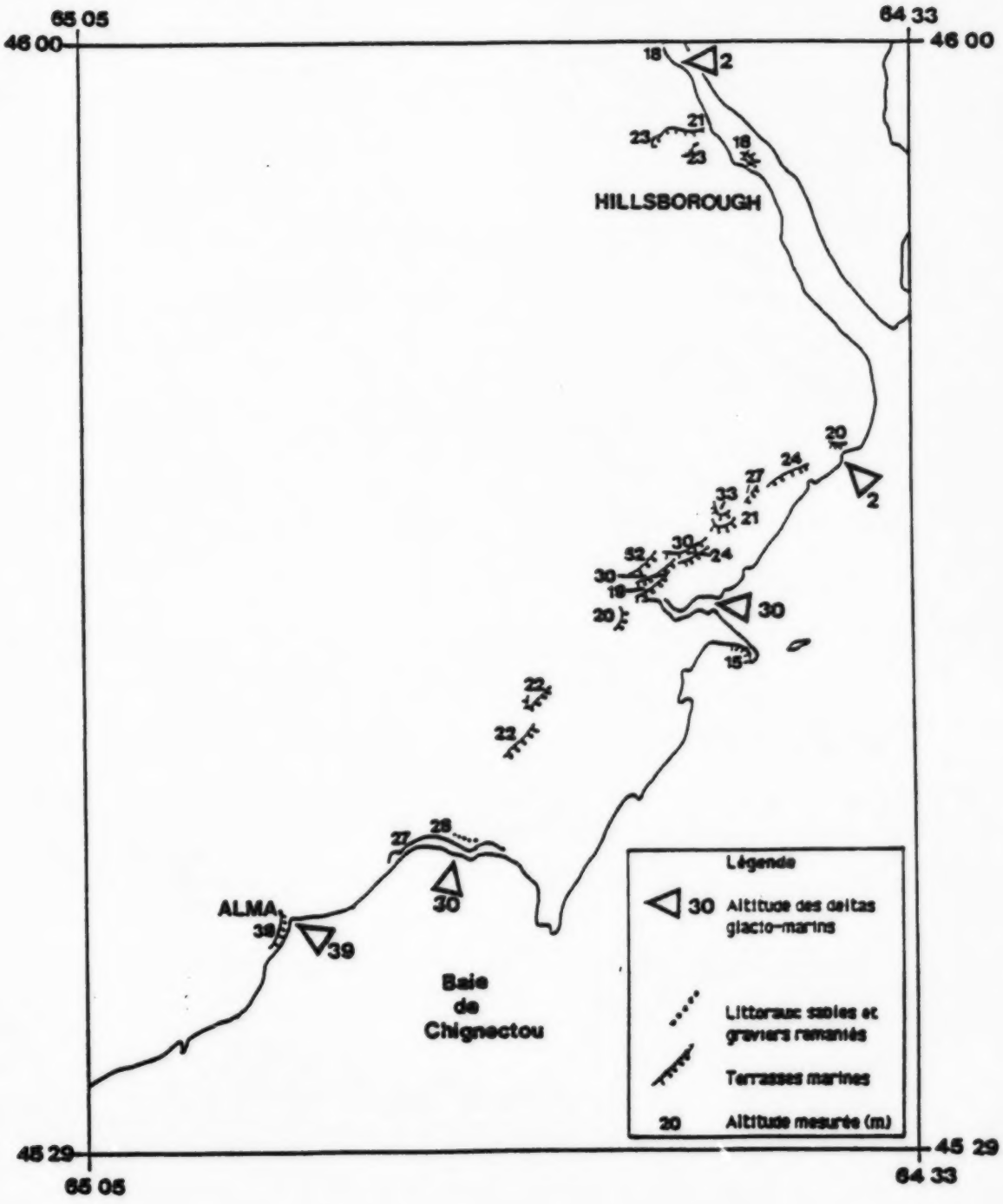
Échantillon MF 306 C: Matière organique échantillonnée à 2 m sous un till remanié par l'homme tapissant une paroi de doline, récemment apparue (1986), à la carrière de gypse de Hillsborough (21/H15).

Âge = 180 ± 70 ans.B.P. (BGS 1284)

ANNEXE H

Observation des phénomènes littoraux dans le comté d'Albert

H



Observation des phénomènes littoraux dans le comté d'Albert, N.B.

MAPS
NOT
FILMED

CARTES
OMISES